

Telekonnektionen des Niederschlags im Mittelmeerraum zur Zirkulation in den Tropen

**Dissertation zur Erlangung des
naturwissenschaftlichen Doktorgrades
der Fakultät für Angewandte Informatik
der Universität Augsburg**

**vorgelegt von
Stefanie Seubert
aus Lohr am Main**

Augsburg 2010

Erstgutachter:

Prof. Dr. Jucundus Jacobeit

Zweitgutachter:

Prof. Dr. Karl-Friedrich Wetzel

Tag der mündlichen Prüfung:

21.07.2010

Meinem Liebsten

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	xi
Tabellenverzeichnis	xxv
Abkürzungsverzeichnis	xxvii
Abstract	xxxix
1 Motivation	1
2 Konzeption und Ziele	7
3 Das Untersuchungsgebiet	11
3.1 Der Niederschlagsuntersuchungsraum	11
3.1.1 Abgrenzung und Regionalisierung	11
3.1.2 Niederschlagsverteilung im Untersuchungsgebiet	15
3.1.3 Niederschlagsgenerierende Prozesse im Zusammenhang mit der großskaligen Zirkulationsdynamik	20
3.2 Das Untersuchungsgebiet der atmosphärischen Zirkulation	26
3.2.1 Gebietsabgrenzung	26
3.2.2 Die jahreszeitlich differenzierte Zirkulationsdynamik	27
3.3 ENSO-, ISM- und WASM-Telekonnektionen des mediterranen Niederschlags .	44
3.4 Zusammenfassung der bedeutsamen außertropischen Telekonnektionen	53
4 Datengrundlage	57
4.1 Datensätze	57
4.2 Konstruktion von mediterranen und westafrikanischen Telekonnektions-Indizes	60
5 Grundlagen und Anwendungsbezüge der verwendeten statistischen Methoden	65
5.1 Saisonabschnittsmittelung und Hochpassfilterung	65
5.1.1 Saisonabschnittsmittelung	66

5.1.2	Hochpassfilterung	68
5.2	Bivariate Korrelationsanalyse	69
5.2.1	Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient und partieller Korrelationskoeffizient	69
5.2.2	Signifikanzprüfung	70
5.2.3	Anwendung	72
5.3	Hauptkomponentenanalyse	74
5.3.1	Mathematische Grundgleichungen	74
5.3.2	Anwendung: Telekonnectionsmuster-PCA	77
5.3.3	Anwendung: Saisonal erweiterte Hauptkomponentenanalyse (SE-PCA)	79
5.4	Cluster-Analyse	92
5.4.1	Berechnungsgrundlage der SANDRA-Clusteranalyse	93
5.4.2	Anwendung: Saisonal erweiterte SANDRA-Clusteranalyse (SE-Clusteranalyse)	95
6	Niederschlags-Telekonnectionen mit Bezug zur tropischen Zirkulationsvariabilität	99
6.1	Methodische Aspekte der Telekonnections-PCA	99
6.1.1	Auswahlkriterien für die repräsentativen Korrelationskarten	99
6.1.2	Robustheit der Analyseergebnisse	105
6.1.3	Erweiterung der Telekonnections-PCA mit tropischen Zirkulationsindizes	116
6.2	TP-PC 1: ENSO/ISM-Modus	121
6.2.1	Das Fernkopplungsmuster	121
6.2.2	Die raumzeitliche Variabilität	122
6.2.3	Zirkulationsdynamik und Niederschlagsverteilung	125
6.2.4	Zusammenhänge mit tropischen Telekonnectionsindizes	128
6.2.5	Der ENSO/ISM-Modus und die Mediterrane Oszillation	141
6.2.6	Zusammenfassende Diskussion der Kopplungsmechanismen	149
6.3	TP-PC 2: SCAND/WAGI-Modus	156
6.3.1	Das Fernkopplungsmuster	156
6.3.2	Die raumzeitliche Variabilität	158
6.3.3	Zirkulationsdynamik und Niederschlagsverteilung	161
6.3.4	Zusammenhänge mit tropischen Telekonnectionsindizes	163
6.3.5	Übereinstimmungen mit außertropischen Telekonnectionen	167
6.3.6	Zusammenfassende Diskussion der Kopplungsmechanismen	172
6.4	TP-PC 3: WASI-Modus	176
6.4.1	Das Fernkopplungsmuster	176

6.4.2	Die raumzeitliche Variabilität	177
6.4.3	Zirkulationsdynamik und Niederschlagsverteilung	179
6.4.4	Zusammenhänge mit tropischen Telekonnectionsindizes	182
6.4.5	Zusammenfassende Diskussion der Kopplungsmechanismen	188
6.5	TC-PC 4: EA-WR/NATL-Modus	190
6.5.1	Das Fernkopplungsmuster	190
6.5.2	Die raumzeitliche Variabilität	191
6.5.3	Zirkulationsdynamik und Niederschlagsverteilung	193
6.5.4	Zusammenhänge mit tropischen Telekonnectionsindizes	195
6.5.5	Übereinstimmungen mit außertropischen Telekonnectionen	197
6.5.6	Zusammenfassende Diskussion der Kopplungsmechanismen	206
6.6	TP-PC 5: AO/NAO-Modus (Exkurs)	209
6.6.1	Das Fernkopplungsmuster	209
6.6.2	Die raumzeitliche Variabilität	210
6.6.3	Zirkulationsdynamik und Niederschlagsverteilung	212
6.6.4	Zusammenhänge mit tropischen Telekonnectionsindizes	214
6.6.5	Übereinstimmungen mit außertropischen Telekonnectionen	216
6.6.6	Zusammenfassende Diskussion der Kopplungsmechanismen	220
6.7	TP-PC 7: ISM/EA-WR-Modus	224
6.7.1	Das Fernkopplungsmuster	224
6.7.2	Zusammenhänge mit tropischen Telekonnectionsindizes	228
6.7.3	Zirkulationsdynamik und Niederschlagsverteilung	233
6.7.4	Übereinstimmungen mit außertropischen Telekonnectionen	235
6.7.5	Zusammenfassende Diskussion der Kopplungsmechanismen	237
6.8	Erläuterung der verbleibenden TP-PCs	239
6.8.1	TP-PC 6	239
6.8.2	TP-PC 8	243
6.8.3	TP-PC 9	244
6.8.4	TP-PC 10, 11 und 12	246
7	Luftdrucktelekonnections-Sequenzen im Zusammenhang mit der tropischen Zirkulation	249
7.1	Methodische Aspekte der SE-PCA und SE-CA	249
7.1.1	Motivation	249
7.1.2	SE-PCA vs. SE-CA	250
7.2	ENSO-/Indienmonsun-Komplex	260

7.2.1	Sequenzen mit Bezug zur ENSO-/Indienmonsun-Variabilität	260
7.2.2	Übereinstimmungen zwischen ENSO/ISM-Sequenzen und den Tele- konnektionsmuster-PCs	263
7.2.3	Zusammenhänge zur mediterranen Niederschlagsvariabilität	272
7.2.4	Unterschiede zwischen den Sequenzen im Bezug auf Phasen des ENSO- Zyklus	290
7.2.5	Sequenzspezifische Kopplungsmechanismen mit dem mediterranen Nie- derschlag	300
7.2.6	Differenzen zwischen dem ENSO-DEVELOP- und dem ENSO-TRANS- Modus	319
7.2.7	Analogien zwischen den Niederschlags-Telekonnektionen und Luftdruck- telekonnektions-Sequenzen	326
7.2.8	Zusammenfassung	337
7.3	Indienmonsun-Komplex	343
7.3.1	Sequenzen im Zusammenhang mit der Indienmonsun-Variabilität . . .	343
7.3.2	Telekonnektionsmuster-Sequenzen mit Bezug zur Variabilität des ISM und des <i>East Atlantic/West Russia- Patterns</i>	345
7.3.3	Telekonnektionsmuster-Sequenz des SCAND/AO-AUT- Clusters (SE- CL 13)	361
7.3.4	Analogien zu Niederschlags-Telekonnektionen	369
7.3.5	Zusammenfassung	373
7.4	Sequenzen mit Bezug zur Niederschlagsvariabilität in Westafrika	376
7.4.1	Die Fernkopplungssequenz	376
7.4.2	Zusammenhänge zum mediterranen Niederschlag	377
7.4.3	Verbindungen mit außertropischen und tropischen Telekonnektions-In- dizes	382
7.4.4	Zusammenfassung	386
7.5	Sequenzen im Zusammenhang mit außertropischen Telekonnektionen	388
7.5.1	EA-WR/NATL-Modus in sequentieller Betrachtung	388
7.5.2	AO/NAO-Modus in sequenzieller Betrachtung	393
8	Zusammenfassung	407
9	Synthese und Ausblick	413
	Literaturverzeichnis	419

Anhang	435
A	435
B	439

Abbildungsverzeichnis

1.1	Das Biest der Arktischen Oszillation	3
3.1	a) Maximale Gitterpunktladungen auf s-modale PCs, die das erweiterte mediterrane Untersuchungsgebiet definieren (rot) bzw. auf PCs, die nicht zum erweiterten Untersuchungsgebiet gezählt werden (grau). b) erweitertes mediterranes Niederschlagsuntersuchungsgebiet mit insgesamt 15 Niederschlagsregionen . .	14
3.2	Niederschlagsdiagramme mit den langjährigen (1951-2000) Monatssummen der 15 Niederschlagsregionen des Untersuchungsgebiets (in mm).	18
3.3	Mittelwertsklimatologie (1951-1999) der geopotentiellen Höhen des 250 hPa-Niveaus (Farbe) und des Windes (Vektoren) im zirkulationsdynamischen Untersuchungsgebiet im Januar (a), April (b), Juli (c) und Oktober (d).	28
3.4	Mittelwertsklimatologie (1951-1999) der geopotentiellen Höhen des 500 hPa-Niveaus (Farbe) und des Windes (Vektoren) im zirkulationsdynamischen Untersuchungsgebiet im Januar (a), April (b), Juli (c) und Oktober (d).	30
3.5	Mittelwertsklimatologie (1951-1999) der geopotentiellen Höhen des 1000 hPa-Niveaus (Farbe) und des Windes (Vektoren) im zirkulationsdynamischen Untersuchungsgebiet im Januar (a), April (b), Juli (c) und Oktober (d).	33
3.6	Modellschema des <i>Delayed Oscillator</i>	39
3.7	Modellschema des <i>Western Pacific Oscillators</i>	41
3.8	Modellschema des <i>Advection-Reflective Oscillator</i>	43
3.9	Subsidenzregionen (rot) im Vertikalgeschwindigkeitsfeld des Juni-August-Mittels 1983-1988 der ECMWF-Reanalysen im 477 hPa-Niveau.	49
4.1	Meeresoberflächenregionen (NINO 1, NINO 2, NINO 3, NINO 3.4, NINO 4) im tropischen Zentral- und Ostpazifik	59
4.2	Niederschlagsgebiet des Westafrika-Sahel- (WASI) und des Westafrika-Guinea- (WAGI) Index (a) und langzeitliche mittlere Monatssummen des WASI (b, li.) und WAGI (b, re.).	63

5.1	Saisonabschnittsdiagramm mit dem maximal positiven (li.) und maximal negativen (re.) Zusammenhang zwischen Zentral-MED Niederschlag und WAG-Index	67
5.2	Korrelationskarte zwischen der Basisgitterpunktzeitreihe über Algier (5° O, 37.5° N) und den geopotentiellen Höhen des 500 hPa-Niveaus im Dezember.	73
5.3	Eingangsdatenmatrix der Telekonnektionsmuster- PCA.	78
5.4	Eingangsdatenmatrix der SE-PCA.	80
5.5	Schematische Darstellung der SE-PCA-Korrelationsmatrix	81
5.6	Sequenzabfolge von Prototyp A in zwölf aufeinanderfolgende Sequenzausschnitten zwischen Sequenzbeginn (li. oben) und Sequenzende (re. unten).	82
5.7	Sequenzabfolge von Prototyp B in zwölf aufeinanderfolgende Sequenzausschnitten zwischen Sequenzbeginn (li. oben) und Sequenzende (re. unten).	83
5.8	Sequenzabfolge von Prototyp C in zwölf aufeinanderfolgende Sequenzausschnitten zwischen Sequenzbeginn (li. oben) und Sequenzende (re. unten).	83
5.9	Sequenzabfolge von Prototyp D in zwölf aufeinanderfolgende Sequenzausschnitten zwischen Sequenzbeginn (li. oben) und Sequenzende (re. unten).	84
5.10	Ladungsmuster der führenden SE-Hauptkomponente für die ersten vier Sequenzausschnitte (a), die zweiten vier (b) und die dritten vier (c).	85
5.11	Ladungsmuster der zweitgewichtigsten SE-Hauptkomponente für die ersten vier Sequenzausschnitte (a), die zweiten vier (b) und die dritten vier (c).	86
5.12	Ladungsmuster der dritten SE-Hauptkomponente für die ersten vier Sequenzausschnitte (a), die zweiten vier (b) und die dritten vier (c).	87
5.13	Ladungsmuster der vierten SE-Hauptkomponente für die ersten vier Sequenzausschnitte (a), die zweiten vier (b) und die dritten vier (c).	88
5.14	Pseudo-Ladungsmuster der vierten SE-Hauptkomponente für die ersten vier Sequenzausschnitte (a), die zweiten vier (b) und die dritten vier (c).	91
5.15	Eingangsdatensatz der saisonal erweiterten SANDRA-Clusteranalyse	96
5.16	Saisonal übergreifendes Klassifikationsschema im Rahmen der SANDRA-Clusteranalyse am Beispiel einer Gitterpunktzeitreihe mit insgesamt drei unterschiedlichen interannuellen Schwankungsmustern (gelb, rot und blau), die in unterschiedlichen Saisonabschnitten (JFM-DJF) auftreten.	97
6.1	Nach unterschiedlichen Kriterien (s. Text) ausgewählte, stellvertretende Korrelationskarten für TP-PC 1 (linke Spalte) und TP-PC 2 (rechte Spalte).	104
6.2	Heterogene Korrelationskarten zwischen iberischem Niederschlag und 500 hPa-Luftdruckfeld für alle ein- bis zwölfmonatigen Saisonabschnitte mit Zentralmonat Dezember.	107

6.2	Fortsetzung	108
6.3	Heterogene Korrelationskarten zwischen iberischem Niederschlag und 500 hPa-Luftdruckfeld für die insgesamt zwölf Einzelmonate.	109
6.3	Fortsetzung	110
6.4	<i>Scores</i> von Telekonnections-PCs aus drei unterschiedlichen Telekonnectionsmuster-Hauptkomponentenanalysevarianten.	112
6.4	Fortsetzung	113
6.4	Fortsetzung	114
6.4	Fortsetzung	115
6.5	Ladungsmuster von cTP-PC 1 in den Saisonabschnittsdiagrammen des NINO3.4- (a), des AIR- (b), des WAG- (c) und des WAS- (d) Index.	119
6.6	1000 hPa- <i>Scores</i> von TP-PC 1 (a) und cTP-PC 1 (b) sowie die 1000 hPa-Korrelationskarten Algeriens für den Mai-Oktober-Saisonabschnitt (c) und des NINO3.4-Index für das April-Novembermittel (d).	120
6.7	Repräsentative heterogene TP-PC 1-Korrelationskarte der Niederschlagsregion Iberien im Juli-Oktobermittel im 500 hPa-Niveau (li.) und 1000 hPa-Niveau (re).	122
6.8	Ladungen der führenden Telekonnectionsmuster-Hauptkomponente auf die Saisonabschnitte der 15 mediterranen Niederschlagsregionen, dargestellt durch ein Saisonabschnittsdiagramm je Niederschlagsregion.	124
6.9	Absolute Topographie (Linien) und zeitliche Anomalien (Farbe) der geopotentiellen Höhen des 250 hPa- (a), 500 hPa- (b) und des 1000 hPa- (c) Niveaus in positiven (links) und negativen (rechts) Anomaliejahren der Niederschlagsregion Iberien (Juli-Oktober).	126
6.10	Mittlere standardisierte Niederschlagsanomalien im Mittelmeerraum in anomal positiven (li.) und anomal negativen (re.) Jahren des iberischen Niederschlags im Juli-Oktobermittel.	128
6.11	Ladungsmuster von cTP-PC 1 in den Saisonabschnittsdiagrammen des NINO3.4- (a), des AIR- (b), des WAG- (c) und des WAS- (d) Index.	129
6.12	Saisonabschnittsdiagramme für den maximal positiven Zusammenhang zwischen der Variabilität des NINO3.4-Index (oben) und des Niederschlags in Iberien (a), Israel (b) und in der Balkan-Niederschlagsregion (c); Saisonabschnittsdiagramme für den maximal negativen Zusammenhang zwischen der Variabilität des <i>All-India-Rainfall-Index</i> (unten) und des Niederschlags in Iberien (d), Israel (e) und in der Balkan-Niederschlagsregion (f).	131

6.13	Standardisierte (mittlere) Niederschlagsanomalien im Mittelmeerraum im Juli-Oktobermittel der Jahre mit negativen (positiven) Nino3.4-Indexanomalien (a), mit negativen (positiven) ISM-Anomalien (b) und in den Anomaliejahren beider Indizes (c).	136
6.14	Kompositen der absoluten (Linien) und relativen (Farbe) Topographie des 1000 hPa-Luftdruckfelds im Juli-Oktobermittel von La Niña- bzw. El Niño-Jahren (a), von positiven bzw. negativen Indiensommermonsunjahren (b) und von gemeinsamen La Niña/ISM(+) bzw. El Niño/ISM(-)-Jahren (c).	138
6.15	Hochpassgefilterte Saisonabschnittszeitreihe des MOI-1000 (schwarz) und des NINO3.4-Index (rot) im Juni-Septembermittel (li.) und des MOI-1000 (schwarz) und des <i>All-India-Rainfall</i> -Index (rot) im Juli-Oktobermittel (re.).	142
6.16	Absolute Topographie (Linien) und zeitliche Anomalien (Farbe) der geopotentiellen Höhen des 1000 hPa-Niveaus in den positiven (≥ 1 SD, oben) und negativen Anomaliejahren (≤ -1 SD, unten) des NINO3.4-Index im Saisonabschnitt Juli-Oktober.	146
6.17	Korrelationskarten zwischen dem 250 hPa-Luftdruckfeld und dem Iberienniederschlag (a), dem NINO3.4- (b), dem AIR- (c) bzw. dem MOI-1000-Index (d) im Juli-Oktobermittel.	148
6.18	Korrelationskarten zwischen der iberischen Niederschlagsvariabilität im Juli-Oktobermittel und den nordhemisphärischen und tropischen Meeresoberflächentemperaturen im April-Juli (a), Juli-Oktober (b) und Oktober-Januar (d).	155
6.19	Repräsentative heterogene TP-PC 2-Korrelationskarte der Niederschlagsregion Zentral-MED im Februar-Maimittel im 500 hPa-Niveau (li.) und 1000 hPa-Niveau (re.).	156
6.20	Ladungen von TP-PC 2 auf die Saisonabschnitte der 15 mediterranen Niederschlagsregionen, dargestellt durch ein Saisonabschnittsdiagramm je Niederschlagsregion.	159
6.21	Heterogene Korrelationskarten zwischen dem Niederschlag im Nordtschad (August-Aprilmittel) und dem Luftdruckfeld des 500 hPa-Niveaus (li.) bzw. 1000 hPa-Niveaus (re.).	160
6.22	Absolute Topographie (Linien) und zeitliche Anomalien (Farbe) der geopotentiellen Höhen des 500 hPa- (a) und 1000 hPa- (b) Niveaus in positiven (li.) und negativen (re.) Anomaliejahren der Niederschlagsregion Zentral-MED im Februar-Maimittel.	161

6.23	Mittlere standardisierte Niederschlagsanomalien im Mittelmeerraum in anomal positiven (li.) und anomal negativen (re.) Jahren der Niederschlagsregion Zentral-MED im Februar-Aprilmittel.	162
6.24	Ladungsmuster von cTP-PC 2 in den Saisonabschnittsdiagrammen des NINO3.4- (a), des AIR- (b), des WAG- (c) und des WAS- (d) Index.	165
6.25	Regionale Kopplungsschwerpunkte zwischen dem mediterranen Niederschlag und dem Westafrika-Guineaindex (WAGI).	166
6.26	Homogene Korrelationskarte des 850 hPa-Luftdruckfelds mit der 400 hPa-Zeitreihe des Basisgitterpunkts bei 7.5° E und 37.5° N im 400 hPa-Niveau (li.) und Korrelationskarte der CPC- <i>Scandiavia</i> -Pattern-Indexzeitreihe mit dem 850 hPa-Niveau (re.) jeweils für das 4-Monatsmittel Februar-Mai.	167
6.27	Saisonabschnittsdiagramme für den maximal positiven Zusammenhang zwischen der Variabilität des <i>Scandinavia</i> -Pattern-Index und des Niederschlags im Zentral-MED (a) bzw. der Türkei (c) sowie des WAGI und des Niederschlags im Zentral-MED (b) bzw. der Türkei (d).	171
6.28	Korrelationskarte zwischen dem Niederschlag im Zentral-MED und den nordhemisphärischen und tropischen Meeresoberflächentemperaturen im Februar-Maimittel.	174
6.29	Repräsentative heterogene TP-PC 3 Korrelationskarte des Nordniger-Niederschlags im Juli-Juni für das 500 hPa-Niveau (li.) und das 1000 hPa-Niveau (re.)	176
6.30	Ladungen von TP-PC 3 auf die Saisonabschnitte der 15 mediterranen Niederschlagsregionen, dargestellt durch ein Saisonabschnittsdiagramm je Niederschlagsregion.	178
6.31	Absolute Topographie (Linien) und zeitliche Anomalien (Farbe) der geopotentiellen Höhen des 500 hPa- (a) und 1000 hPa-Niveaus (b) der positiven (li.) und negativen (re.) Anomalienjahre der Niederschlagsregion Nordniger (Juli-Januar).	179
6.32	Mittlere standardisierte Niederschlagsanomalien im Mittelmeerraum in anomal positiven (li.) und anomal negativen (re.) Jahren des Niederschlags im Nordniger im Juli-Januarmittel.	182
6.33	Ladungsmuster von cTP-PC 3 in den Saisonabschnittsdiagrammen des NINO3.4- (a), des AIR- (b), des WAG- (c) und des WAS- (d) Index.	183
6.34	Korrelationskarte zwischen WASI und dem 500 hPa-Luftdruckfeld im August-April (li.) und repräsentative TP-PC 3-Korrelationskarte des Nordnigers im Juli-Januarmittel (re.) im 500 hPa Luftdruckfeld.	184

6.35	Saisonabschnittsdiagramme für den maximal positiven Zusammenhang zwischen der Variabilität des WAS-Index und des Niederschlags in Nordmali (a), Nordniger (b) und in Iberien (c).	185
6.36	Zeitversetzte Korrelationskarte zwischen dem Iberienniederschlag im Oktober-November und dem 1000 hPa-Luftdruckfeld im Juli-September.	186
6.37	Repräsentative heterogene TP-PC 4-Korrelationskarten des Balkanniederschlags für das 500 hPa-Niveau (li.) und 1000 hPa-Niveau (re.) im Saisonabschnitt November-April.	191
6.38	Ladungen von TP-PC 4 auf die Saisonabschnitte der 15 mediterranen Niederschlagsregionen, dargestellt durch ein Saisonabschnittsdiagramm je Niederschlagsregion.	192
6.39	Absolute Topographie (Linien) und zeitliche Anomalien (Farbe) der geopotentiellen Höhen des 500 hPa-Niveaus in positiven (li.) und negativen (re.) Anomaliejahren der Niederschlagsregion Türkei im Januar (a) sowie des 1000 hPa-Niveaus der Niederschlagsregion Balkan im November-April (b).	193
6.40	Mittlere standardisierte Niederschlagsanomalien im Mittelmeerraum in anomal positiven (li.) und anomal negativen (re.) Jahren des Balkanniederschlags im November-Aprilmittel.	195
6.41	Ladungsmuster von cTP-PC 4 in den Saisonabschnittsdiagrammen des NINO3.4- (a), des AIR- (b), des WAG- (c) und des WAS- (d) Index.	196
6.42	Korrelationskarte zwischen WAGI (Oktober-April, li.) bzw. der Niederschlagsregion Balkan (November-April, re.) und dem 500 hPa-Luftdruckfeld.	197
6.43	Saisonabschnittsdiagramme für den maximal positiven Zusammenhang zwischen der Variabilität des <i>East Atlantic/West Russia-Patterns</i> und des Niederschlags in der Balkanregion (a), der Türkei (b) und Nordmauretanien (c).	198
6.44	500 hPa-Korrelationskarten des <i>East Atlantic/West Russia-Patterns</i> (li.) im November-April und des Nordatlantischen Tripols (re.) im Oktober- März.	199
6.45	Saisonabschnittsdiagramm für den maximal positiven Zusammenhang zwischen der Variabilität des NATL-Index und des Niederschlags auf dem Balkan (a), in der Türkei (b) und in Nordmauretanien (c).	201
6.46	Korrelationskarten zwischen dem NATL-Index im März und den nordhemisphärischen und tropischen Meeresoberflächentemperaturen des Januars (a), Februars (b) und des März (c); sowie die zeitverzögerte Korrelationskarte zwischen dem NINO3.4-Index im Januar und den nordhemisphärischen und tropischen SSTs im März (d).	203

6.47	Korrelationskarte zwischen dem NATL-Index und den nordhemisphärischen und tropischen SSTs im Januar	204
6.48	Repräsentative heterogene TP-PC 5-Korrelationskarten der Niederschlagsregion Iberien im Dezember-Februarmittel für das 500 hPa-Niveau (li.) und 1000 hPa-Niveau (re.).	209
6.49	Ladungen von TP-PC 5 auf die Saisonabschnitte der 15 mediterranen Niederschlagsregionen, dargestellt durch ein Saisonabschnittsdiagramm je Niederschlagsregion.	211
6.51	Mittlere standardisierte Niederschlagsanomalien im Mittelmeerraum in anomal positiven (li.) und anomal negativen (re.) Jahren des iberischen Niederschlags im Dezember-Februarmittel.	214
6.52	Ladungen von cTP-PC 5 auf die Saisonabschnitte des NINO3.4- (a), des AIR- (b), des WAG- (c) und des WAS- (d) Index	215
6.53	Korrelationskarten zwischen dem AIRI (li.) im Juni-Februarmittel bzw. der Niederschlagsregion Libyen im Januar-Märzmittel (re.) und dem 500 hPa-Luftdruckfeld.	216
6.54	Saisonabschnittsdiagramme mit dem maximal negativen Zusammenhang zwischen der Variabilität des Iberienniederschlags und des NAO- (a), des Jones-NAO- (b) und AO-Index (c)	217
6.55	Korrelationskarten zwischen dem 500 hPa-Luftdruckfeld und dem NAO-Index (a), dem Jones-NAO-Index (b) und dem AO-Index (c) im Dezember-Februarmittel.	219
6.56	Korrelationskarten zwischen dem 500 hPa-Luftdruckfeld und dem Jones-NAO Index (li.) bzw. des Iberienniederschlags im Juli-Oktobermittel (~ repräsentative Korrelationskarte des ENSO/ISM-Modus, re.)	220
6.57	500 hPa-Scores von TP-PC 7 (li.) und repräsentative Korrelationskarte der Balkanregion im 500 hPa- (re.) Luftdruckfeld (Oktober-Dezember).	226
6.58	Ladungen von TP-PC 7 auf die Saisonabschnitte der 15 mediterranen Niederschlagsregionen, dargestellt durch ein Saisonabschnittsdiagramm je Niederschlagsregion.	227
6.59	Ladungsmuster von cTP-PC 12 in den Saisonabschnittsdiagrammen des NINO3.4- (a), des AIR- (b), des WAG- (c) und des WAS- (d) Index.	229
6.60	Korrelationskarten zwischen 250 hPa-Luftdruckfeld und <i>All-India-Rainfall-Index</i> im Juni-August (a) bzw. des Westafrika-Guineaindex im März-Oktober (b); 250 hPa-Scores der zwölften cTP-PC (c) und 250 hPa-Korrelationskarte der Balkanregion im Juni-September (d).	230

6.61	Saisonabschnittsdiagramme für den maximal positiven Zusammenhang zwischen der Variabilität des WAG-Index und des Niederschlags der Balkanregion.	233
6.62	Mittlere standardisierte Niederschlagsanomalien im Mittelmeerraum in anomal positiven (a, li.) und anomal negativen (a, re.) Jahren des Balkanniederschlags im Juni-Septemberrmittel und die einhergehenden Zirkulationskompositen mit der absoluten Topographie (Linien) und den Anomalien (Farbe) des Luftdruckfelds im 250 hPa-Niveau (b, li. und re.).	234
6.63	Korrelationskarte zwischen dem EA-WR-Index und dem 250-hPa-Luftdruckfeld im Juni-September.	236
6.64	500 hPa-Scoremuster von TP-PC 6 (a, li.) und TP-PC 10 (b, li.) und 500 hPa-Korrelationskarte eines durch TP-PC 6 vertrenenen AIRI-Fernkopplungsmusters (Februar-April) (a, re.) bzw. 500 hPa-Korrelationskarte des Nordsudans (Februar-Juni), repräsentativ für TP-PC 10 (b, re.).	240
6.65	Ladungen von TP-PC 6 auf die Saisonabschnitte der 15 mediterranen Niederschlagsregionen, dargestellt durch ein Saisonabschnittsdiagramm je Niederschlagsregion.	242
6.66	500 hPa-Scoremuster der achten Telekonnektions-Hauptkomponente (li.) und 500 hPa-Korrelationskarte des PNA-Index im März-Maimittel.	243
6.67	500 hPa-Scoremuster von TP-PC 9 (li.) und 500 hPa-Korrelationskarte des Zentral-MED-Niederschlags für das April-Maimittel (re.).	245
6.68	500 hPa-Scores von TP-PC 10 (a), TP-PC 11 (b) und TP-PC 12 (c). Die Isolinien markieren gleiche Werte von standardisierten Korrelationskoeffizienten.	248
7.1	Zeitreihe von SE-PC 2 (rot) im 250 hPa-Niveau (a, b) und 1000 hPa-Niveau (c, d) sowie Zeitreihen von SE-CL 2 (schwarz; a, c), und SE-CL 10 (grau; b, d) im 250 hPa- und 1000 hPa-Niveau.	253
7.2	Schematische Darstellung der Zusammenhänge zwischen dem NINO3.4-Index (ENSO) und denjenigen Sequenz-PCs bzw. Sequenz-Clustern, für die der Korrelationskoeffizient (gelb unterlegte Ziffern) zur NINO3.4-Index-Zeitreihe den Betrag von $r = 0.70$ überschreitet.	261
7.3	Schematische Darstellung der Zusammenhänge zwischen dem <i>All-India-Rainfall-Index</i> (AIRI) und denjenigen SE-PCs bzw. SE-Clustern, die bereits auf Abbildung 7.2 dargestellt und hoch mit ENSO korreliert sind.	263
7.4	Durch Musterkorrelation gestützte Zuordnung von drei Niederschlags-TP-PCs (farblose Rechtecke) zu Fernkopplungsmustern aus Sequenz-PCs (Ellipsen) bzw. Sequenz-Clustern (farbige Rechtecke) des ENSO/ISM-Komplex.	264

7.5	Pseudoladungsmuster von SE-PC 1 im 250 hPa-Niveau für die dreimonatigen, überlappenden Saisonabschnitte zwischen Januar-März (JFM) und Dezember-Februar (DJF).	266
7.5	Fortsetzung	267
7.6	Pseudoladungsmuster von SE-CL 1 im 250 hPa-Niveau für die dreimonatigen, überlappenden Saisonabschnitte zwischen Januar-März (JFM) und Dezember-Februar (DJF).	268
7.6	Fortsetzung	269
7.7	Pseudoladungsmuster von SE-PC 2 im 250 hPa-Niveau für die dreimonatigen, überlappenden Saisonabschnitte zwischen Januar-März (JFM) und Dezember-Februar (DJF).	270
7.7	Fortsetzung	271
7.8	Saisonal betragsmäßig maximale Korrelationskoeffizienten zwischen den vier SE-Hauptkomponenten 1, 2, 3, und 7 und den 15 mediterranen Niederschlagsregionen	274
7.8	Fortsetzung	275
7.8	Fortsetzung	276
7.9	Saisonal betragsmäßig maximale Korrelationskoeffizienten zwischen den vier SE-Clustern 1, 3, 5, und 8 und den 15 mediterranen Niederschlagsregionen. . .	278
7.9	Fortsetzung	279
7.9	Fortsetzung	280
7.10	Saisonal betragsmäßig maximale Korrelationskoeffizienten zwischen den vier SE-Clustern 2, 7, 10, und 15 und den 15 mediterranen Niederschlagsregionen. .	282
7.10	Fortsetzung	283
7.10	Fortsetzung	284
7.11	Saisonal betragsmäßig maximale Korrelationskoeffizienten zwischen den drei SE-Clustern 4, 14, und 21 und den 15 mediterranen Niederschlagsregionen. . .	286
7.11	Fortsetzung	287
7.11	Fortsetzung	288
7.12	Korrelationskarten zwischen den nordhemisphärischen und tropischen Meeresoberflächentemperaturen und der 600 hPa-Zeitreihe von SE-PC 1 für den Januar (a), April (b), Juli (c) und Oktober (d).	291
7.13	Korrelationskarten zwischen den nordhemisphärischen und tropischen Meeresoberflächentemperaturen und der 600 hPa-Zeitreihe von SE-PC 2 für den Januar (a), April (b), Juli (c) und Oktober (d).	292

7.14	Korrelationskarten zwischen den nordhemisphärischen und tropischen Meeresoberflächentemperaturen und der 1000 hPa-Zeitreihe von SE-PC 3 für den Januar (a), April (b), Juli (c) und Oktober (d).	293
7.15	Korrelationskarten zwischen den nordhemisphärischen und tropischen Meeresoberflächentemperaturen und der 200 hPa-Zeitreihe von SE-PC 7 für den Januar (a), April (b), Juli (c) und Oktober (d).	294
7.16	Saisonale Anomalien des NINO3.4-Index (in °C) in anomal positiven (rote Säulen) bzw. anomal negativen (blaue Säulen) Jahren von SE-PC 1 (a), SE-PC 2 (b), SE-PC 3 (c) und SE-PC 7 (d) in dreimonatigen, sich überlappenden Saisonabschnitten zwischen Januar-März (JFM) und Dezember-Januar (DJF).	297
7.17	Absolute Topographie (Linien) und zeitliche Anomalien (Farbe) der geopotentiellen Höhen des 1000 hPa- Niveaus in positiven (li.) und negativen (re.) Anomaliejahren des ENSO-DECAY-Modus im Februar (oben) und März (unten). .	302
7.18	Absolute Topographie (Linien) und zeitliche Anomalien (Farbe) der 500 hPa-Luftdruckfelds im August von positiven (links) und negativen (rechts) Anomaliejahren der ENSO-DECAY-Sequenz (a), sowie der assoziierten SE-Cluster 10 (b) und 15 (c).	305
7.19	Mittlere standardisierte Niederschlagsanomalien der negativen Anomaliejahre des Sequenz-Clusters 10 (oben) bzw. des Sequenz-Clusters 15 (mitte) und der positiven Anomaliejahren beider SE-Cluster (unten) für den Monat August. . .	308
7.20	Pseudo-Ladungsmuster von SE-PC 7 für die dreimonatigen, überlappenden Saisonabschnitte zwischen JFM und DJF im 250 hPa-Niveau.	310
7.20	Fortsetzung	311
7.21	Absolute Topographie (Linien) und zeitliche Anomalien (Farbe) der geopotentiellen Höhen des 1000 hPa- Niveaus in positiven (li.) und negativen (re.) Anomaliejahren der ENSO-DEVELOP- (oben) und der ENSO-TRANS-Sequenz (unten) im September-Novembermittel.	312
7.22	Mittlere standardisierte Niederschlagsanomalien im Mittelmeerraum in anomal positiven (li.) und anomal negativen (re.) Jahren der 1000 hPa-Zeitreihe des ENSO-DEVELOP- (a) und ENSO-TRANS-MODUS (b) im September-Novembermittel.	314
7.23	Kompositen des Vertikalwindgeschwindigkeitsfelds in anomal positiven (li.) und negativen (re.) SE-CL 1- (a) bzw. ENSO-TRANS-Jahren (b) für das August-Oktobermittel.	317

7.24	Luftdruckzeitreihen des ENSO-TRANS-Modus: links für das 1000 hPa- (rot) und 850-hPa Niveau (schwarz) und rechts für das 1000 hPa-Niveau (rot) und 200 hPa-Niveau (schwarz).	321
7.25	Ladungsmuster (über alle Luftdruckniveaus) der ENSO-DEVELOP-Sequenz im August-Oktobermittel und der ENSO-TRANS-Sequenz im Oktober-Dezembermittel.	322
7.26	Mittlere standardisierte Niederschlagsanomalien in den gemeinsamen positiven Anomaliejahren der 1000 hPa- und 300 hPa- Luftdruckfeldzeitreihe der ENSO-DEVELOP-Sequenz (li.) und in gemeinsamen positiven 1000 hPa- und negativen 300 hPa-Anomaliejahren des ENSO-TRANS-Modus (re.).	325
7.27	Sequenzausschnitte der Pseudoladungen für das 250 hPa-August-Oktobermittel der ENSO-DEVELOP- (a) bzw. ENSO-TRANS-Sequenz (b); sowie die Korrelationskarten des Iberienniederschlags (c) und Israelniederschlags (d) in ebendemselben Saisonabschnitt und Luftdruckniveau.	329
7.28	Schema über die positive (grüner Pfeil) und negative (roter Pfeil) statistische Beziehung zwischen dem zentralmediterranen Niederschlag im April und der NINO3.4-Variabilität im Januar bzw. Herbst/Winter.	332
7.29	Maximale bzw. minimale Korrelationskoeffizienten (Säulen) zwischen einer der insgesamt zwölf Luftdruckniveauzeitreihen der ENSO-DECAY-PC und einer der ein- bis sechsmonatigen Zeitreihen verschiedener Telekonnektionsindizes. .	334
7.30	Ladungsmuster der LABJACA-Sequenz (SE-PC 17, li.) für die dreimonatigen, überlappenden Saisonabschnitte zwischen Juli-September (JAS) und November-Januar (NDJ) und der SUWA-NAPAK-Sequenz (SE-PC 20, re.) für diejenigen zwischen April-Juni (AMJ) und August-Oktober (ASO).	346
7.31	Pseudo-Ladungsmuster der SUWA-NAPAK- (SE-PC 20 li.) und der LABAJACA-Sequenz (SE-PC 17) (re.) für die dreimonatigen, überlappenden Saisonabschnitte zwischen Mai-Juli (MJJ) und Juli-September (JAS) im 1000 hPa-Niveau. . .	348
7.32	Pseudo-Ladungsmuster des EA-WR-SUM/AUT-Clusters (SE-CL 22) für die dreimonatigen, überlappenden Saisonabschnitte zwischen JFM und DJF im 500 hPa-Niveau.	350
7.32	Fortsetzung	351
7.33	Saisonabschnittsdiagramme der 15 Niederschlagsregionen mit den saisonal maximal bzw. minimalen Korrelationskoeffizienten mit der SUWA-NAPAK-PC (SE-PC 20).	357

7.34	Saisonabschnittsdiagramme der 15 Niederschlagsregionen mit den saisonal maximal bzw. minimalen Korrelationskoeffizienten mit dem EA-WR-SUM/AUT-Cluster (SE-CL 22).	358
7.35	Korrelationskarte zwischen den geopotentiellen Höhen des 500 hPa-Niveaus und dem Index des <i>East Atlantic/West Russia-Patterns</i> im August-Oktobermittel.	360
7.36	Pseudo-Ladungsmuster von SE-PC 13 für die dreimonatigen, überlappenden Saisonabschnitte zwischen JFM und DJF im 250 hPa-Niveau.	362
7.36	Fortsetzung	363
7.37	Absolute Topographie (Linien) und zeitliche Anomalien (Farbe) der geopotentiellen Höhen des 250 hPa-Niveaus im August-Oktober- (a) und September-November-Saisonabschnitt in positiven (links) und negativen (rechts) Anomalienjahren der 250 hPa-Gitterpunktzeitreihe bei 0° W/O und 50° N.	365
7.38	Saisonabschnittsdiagramme der 15 Niederschlagsregionen mit den saisonal maximal bzw. minimalen Korrelationskoeffizienten mit dem SCAND/AO-AUT-Cluster (SE-CL 13).	368
7.39	Saisonabschnittsdiagramm für den maximal positiven Zusammenhang zwischen der Variabilität des Balkanniederschlags und der Arktischen Oszillation.	371
7.40	Korrelationskarte des Zentral-MED-Niederschlags (April-Mai) und Pseudoladungsmuster des SCAND/AO-AUT-Clusters (April-Juni) jeweils im 850 hPa-Niveau.	372
7.41	Pseudo-Ladungsmuster von SE-CL 6 für die dreimonatigen, überlappenden Saisonabschnitte zwischen Januar-März (a) und Dezember-Februar (l) im 500 hPa-Niveau.	378
7.41	Fortsetzung	379
7.42	Saisonabschnittsdiagramme der 15 Niederschlagsregionen mit den saisonal maximalen bzw. minimalen Korrelationskoeffizienten zwischen den regionalen Niederschlagsindizes und SE-Cluster 6.	381
7.43	Pseudo-Ladungsmuster der EA-WIN-Sequenz (SE-CL 20) für die dreimonatigen Saisonabschnitte Januar-März (li.) und Dezember-Februar (re.) im 500 hPa-Niveau.	383
7.44	Korrelationskarten zwischen der 500 hPa-EA-AUT-Sequenzzeitreihe und den nordhemisphärischen und tropischen Meeresoberflächentemperaturen im Januar (a) bzw. der 250 hPa-Zeitreihe der EA-WIN-Sequenz und den nordhemisphärischen und tropischen SSTs im Dezember (b).	385
7.45	Korrelationskarten zwischen der 500 hPa-EA-AUT-Sequenzzeitreihe und den nordhemisphärischen und tropischen Meeresoberflächentemperaturen im Juli. .	386

7.46	Pseudoladungsmuster der AO-SPRING-Sequenz im 500 hPa-Niveau für die dreimonatigen, überlappenden Saisonabschnitte zwischen Januar-März (JFM) und Dezember-Februar (DJF).	390
7.46	Fortsetzung	391
7.47	Mittlere standardisierte Niederschlagsanomalien der positiven (re.) und negativen (li.) Anomaliejahre der AO-SPRING-Sequenz im Februar.	392
7.48	Fernkopplungsmuster der Sequenz-PC 14 im 500 hPa-Niveau für die dreimonatigen, überlappenden Saisonabschnitte zwischen Januar-März (JFM) und Dezember-Februar (DJF).	394
7.48	Fortsetzung	395
7.49	Mittlere standardisierte Niederschlagsanomalien (Dezember-Januarmittel) zu den positiven (oben) und negativen Anomaliejahren der NATL/EA-AUT-Sequenz (SE-PC 14) sowie die Saisonabschnittsdiagramme der Regionen, deren saisonaler Niederschlag erwähnenswert mit der NATL/EA-AUT-Sequenz gekoppelt ist.	397
7.50	Maximale bzw. minimale Korrelationskoeffizienten (blaue Ziffern) zwischen Saisonabschnittsmitteln (Ziffern über Pfeil) des NAO-Index und einzelnen SE-PC-Zeitreihen (Ziffern in grauen Boxen)	399
7.51	Linke Abbildungshälfte: saisonale Sequenzausschnitte von sieben unterschiedlichen SE-PCs (siehe Bildunterschriften) im 500 hPa-Niveau zwischen JFM und DJF; rechte Abbildungshälfte: Saisonabschnittsdiagramme für die Niederschlagsregionen Iberien (a, b, d, i, k), Libyen (c), Zentral-MED (e), Algerien (f), Balkan (g), Saudi Arabien (h), Türkei (j) und Nordmauretanien (l) mit den saisonalen Korrelationkoeffizienten der jeweiligen SE-PC (linkes Diagramm) und denen des NAO-Index (rechtes Diagramm).	401
7.51	Fortsetzung	402
7.51	Fortsetzung	403
A1	Ladungen von TP-PC 8 auf die Saisonabschnitte der 15 mediterranen Niederschlagsregionen, dargestellt durch ein Saisonabschnittsdiagramm je Niederschlagsregion.	436
A2	Ladungen von TP-PC 9 auf die Saisonabschnitte der 15 mediterranen Niederschlagsregionen, dargestellt durch ein Saisonabschnittsdiagramm je Niederschlagsregion.	437
A3	Ladungsmuster der elften Telekonnektionsmuster-Hauptkomponente auf die 15 mediterranen Niederschlagsregionen, dargestellt durch ein Saisonabschnittsdiagramm je Niederschlagsregion.	438

B4	Pseudo-Ladungsmuster der SUWA-NAPAK-Sequenz (\sim SE-PC 20) für die dreimonatigen, überlappenden Saisonabschnitte zwischen JFM (oben) und DJF (unten) des 250 hPa-Luftdruckniveaus.	439
B5	Pseudo-Ladungsmuster der LABAJCA-Sequenz (\sim SE-PC 17) für die dreimonatigen, überlappenden Saisonabschnitte zwischen JFM (oben) und DJF (unten) des 250 hPa-Luftdruckniveaus.	441
B6	Saisonabschnittsdiagramme der 15 Niederschlagsregionen mit den saisonal maximalen bzw. minimalen Korrelationskoeffizienten zwischen den regionalen Niederschlagsindizes und der SUWA-NAPAK-Sequenz (\sim SE-PC 20).	443
B7	Saisonabschnittsdiagramme der 15 Niederschlagsregionen mit den saisonal maximalen bzw. minimalen Korrelationskoeffizienten zwischen den regionalen Niederschlagsindizes und der LABAJCA-Sequenz (\sim SE-PC 17).	444
B8	Pseudoladungsmuster von SE-PC 8 im 250 hPa-Niveau für die dreimonatigen, überlappenden Saisonabschnitte zwischen Januar-März (JFM) und Dezember-Februar (DJF).	445

Tabellenverzeichnis

3.1	Übersicht über die Zuordnung der Regionsnummern (erste Spalte) zu den Regionsbezeichnungen (zweite Spalte) der mediterranen Niederschlagsindizes sowie Auflistung der Länder bzw. Landesanteile, die mit den regionalen Gebietsnamen zusammengefasst werden (dritte Spalte).	16
6.1	Maximale Korrelationskoeffizienten zwischen den <i>Scores</i> (dritte Spalte) und Ladungen (vierte Spalte) der TP-PCs (erste Spalte) und der cTP-PCs aus der cTP-PCA (zweite Spalte).	118
6.2	Signifikante ($\alpha = 0.05$) Korrelationskoeffizienten (r) zwischen der NINO3.4-Index-Zeitreihe der Monate August bis Dezember und dem <i>All-India-Rainfall-Index</i> des Monats September.	130
6.3	Jahre mit positiven (erste Spalte) und negativen (dritte Spalte) Anomalien des NINO3.4-Index im Juli-Oktober bzw. Jahre mit negativen (zweite Spalte) und positiven (vierte Spalte) Anomalien des <i>All-India-Rainfall-Index</i> ; fett gedruckt: Jahre in denen beide Indizes Anomalien verzeichnen.	134
6.4	Prozentanteil an den ENSO- bzw. Indienmonsun-Anomaliejahren (vgl. Tab. 6.3), in denen im Juli-Oktobermittel über Algier bzw. Cairo anomale Luftdruckverhältnisse (\geq SD bzw. \leq -1 SD) vorherrschen.	144
6.5	Bivariate (erste Spalte) und partielle (zweite Spalte) Korrelationskoeffizienten zwischen dem Juli-Septembermittel des WAS-Index und dem NINO3.4-Index in unterschiedlichen Saisonabschnitten.	187
6.6	NAO- und NINO3.4-Indexanomalien in den Anomaliejahren verschiedener mediterraner Niederschlagsregionen.	205
7.1	Gruppierung der SE-PCs nach den maximalen Korrelationskoeffizienten (Kopfzeile), die zwischen den Zeitreihen zweier vergleichbarer Luftdruckniveaus der aufgeführten SE-PCs und einem der 25 SE-Cluster auftreten.	254

7.2	Anzahl der signifikanten (zweite Spalte) und hohen Korrelationsbeträge (dritte Spalte), sowie durchschnittliche Höhe der signifikanten (vierte Spalte) und hohen Korrelationsbeträge (fünfte Spalte) für alle SE-PCs und SE-CLs auf alle Saisonabschnitte aller 15 Niederschlagsregionen.	255
7.3	Regionale mediterrane Kopplungsschwerpunkte mit den Sequenz-PCs und -Clustern	256
7.4	Realisierung der ENSO-Extremphasen in den SE-Clustern	299
7.5	Korrelationskoeffizienten zwischen dem Israelniederschlag und SE-CL 1 bzw. der ENSO-TRANS-Sequenz im August-Oktobermittel für unterschiedliche Luftdruckniveaus (in Klammern).	316
7.6	Statistisch signifikante ($\alpha = 0.05$) Korrelationskoeffizienten zwischen der 1000 hPa-Zeitreihe der ENSO-DEVELOP-Sequenz (zweite Spalte), des SE-Clusters 1 (dritte Spalte), des ENSO-TRANS-Modus (vierte Spalte) und des SE-CL 15 (fünfte Spalte) und den Zeitreihen ihrer restlichen Luftdruckniveaus zwischen 925 hPa und 100 hPa.	320
7.7	Statistisch signifikante Korrelationskoeffizienten ($\alpha = 0.05$) zwischen den Sequenz-Modi (erste Spalte) und dem <i>All-India-Rainfall-Index</i> in verschiedenen Saisonabschnittsmitteln (dritte Spalte) und verschiedenen Luftdruckniveaus (vierte Spalte).	344
7.8	Betragsmäßig maximale Korrelationskoeffizienten zwischen neun verschiedenen Telekonnectionsindizes (erste Spalte) und der LABAJCA- (zweite Spalte) bzw. SUWA-NAPAK-PC (vierte Spalte). Die Saisonabschnitte, in denen sich die betragsmäßig maximalen Koeffizienten manifestieren, sind für erstgenannte SE-PC in der dritten und für zweitgenannte in der fünften Spalte eingetragen.	353
7.9	Statistisch signifikante ($\alpha = 0.05$) und maximale Korrelationskoeffizienten zwischen dem sechsten SE-Cluster und verschiedenen Telekonnectionsindizes (erste Spalte) in unterschiedlichen Saisonabschnittsmitteln (letzte Spalte).	382

Abkürzungsverzeichnis

α	Irrtumswahrscheinlichkeit
Abb.	Abbildung
AEJ	African-Easterly Jet
AGCM	Atmospheric General Circulation Model
AIRI	All-India-Rainfall-Index
AMJ	April-Juni
AO	Arktische Oszillation
ASO	August-Oktober
CCA	Canonical Correlation Analysis
CCP	Canonical Correlation Pattern
CGT	Circumglobal Teleconnection Pattern
cTP-PC	coupled Teleconnection Pattern-Principal Component
cTP-PCA	coupled Teleconnection Pattern-Principal Component Analysis
det	Determinante
DJF	Dezember-Februar
EA-WR	East Atlantic/West Russia-Pattern
EN	El Niño
ENSO	El Niño-Southern Oscillation
FMA	Februar - April

GCM	General Circulation Model
GPH	Geopotentielle Höhe eines Luftdruckniveaus
ISM	Indischer Sommermonsun
ITCZ	Innertropical Convergence Zone
JAS	Juli-September
JFM	Januar-März
JJA	Juni-August
li.	links
LN	La Niña
MAM	März-Mai
MJJ	Mai-Juli
NAO	North Atlantic Oscillation
NAOI	North Atlantic Oscillation-Index
NATL	North Atlantic Tripol
OND	Oktober-Dezember
PC	Principal Component
PCA	Principal Component Analysis
PNA	Pacific-North American Pattern
re.	rechts
RST	Red Sea Trough
s.	siehe
SANDRA	Simulated Annealing and Diversified Randomisation
SLP	Sea Level Pressure

SON	September-November
SST	Sea Surface Temperature
STJ	Subtropical Jetstream
Tab.	Tabelle
TEJ	Tropical Easterly Jet
TP-PC	Teleconnection Pattern-Principal Component
TP-PCA	Teleconnection Pattern-Principal Component Analysis
vgl.	vergleiche
WAGI	Westafrika/Guineaküstenniederschlags-Index
WASI	Westafrika/Sahelniederschlags-Index

Abstract

Mediterranean precipitation variability is assessed with particular regard to the impact of tropical circulation variability. Predominantly the relationships with El Niño-Southern Oscillation (ENSO) and the Indian and Westafrican summer monsoons (ISM and WASM) are focused. On the one hand the most important **teleconnections of Mediterranean precipitation to the geopotential heights (GPH) of all pressure levels between 1000 hPa and 100 hPa** are identified and further analysed with respect to the above-mentioned tropical impacts. On the other hand **sequences of geopotential height teleconnections** are determined which are linked to the variability of ENSO and/or ISM and/or WASM and which are meaningful for the inter-annual precipitation variability in the Mediterranean area. The results of the different statistical analyses are agreeing in important aspects and are complementing one another (see below).

In the first part of the study, the application of a modified variant of Principal Component Analysis (PCA), a so called **Teleconnection-Pattern-PCA** (TP-PCA), leads to 12 predominant teleconnection patterns of the (southward extended) Mediterranean precipitation field (based on Vasclimo 1.1 dataset) within the large-scale geopotential height fields. As input variables for the TP-PCA, the correlation maps between Mediterranean precipitation subdivided into 15 homogeneous precipitation regions (derived by a separate s-mode PCA) and the geopotential heights of 12 pressure levels between 1000 hPa and 100 hPa (based on NCEP/NCAR reanalysis) were selected. The input matrix includes not only the correlation maps for the 12 isolated months, but also for all possible seasonal sections with a varying length between 1 and 12 months resulting in a total number of 144 seasonal sections. Therefore the 12 extracted modes of variations or Teleconnection-Pattern-PCs (TP-PCs) represent most of the teleconnection characteristics of Mediterranean precipitation with respect to the large-scale pressure fields. Six of these modes were selected for further analyses: ENSO/ISM, SCAND/WAGI (Scandinavia Pattern/Westafrica-Guinea-Index), EA-WR/NATL (East Atlantic-/West Russia-Pattern/North Atlantic Tripol), WASI (Westafrica-Sahel-Index), AO/NAO (Arctic Oscillation/North Atlantic Oscillation) and EA-WR/ISM. These are the most important teleconnections concerning Mediterranean precipitation, generally indicated by the highest explained variances among the TP-PCs.

The geopotential height teleconnection sequences of the second part of the study are only derived from the 12 overlapping 3-month means (December-February, ..., November-January) including the aforementioned pressure levels. Using a **seasonally-extended Principal Component Analysis (SE-PCA)** and a **seasonally-extended SANDRA- (Simulated Annealing and Diversified Randomisation) Clusteranalysis (SE-CA)**, sequences of teleconnection patterns are identified which represent the **seasonally and regionally varying dynamics of the different interannual anomaly signals in the pressure fields throughout the year**. Therefore this method depicts the formation, development and persistence of pressure-related teleconnection signals and concatenates separate teleconnection patterns, e.g. those ones of the first part of the study. 25 sequences are provided by SE-PCA and SE-CA, respectively. 6 SE-PCs and 11 SE-Clusters (SE-CLs) are associated with the variability of ENSO and/or the Indian and/or the Westafrican summer monsoon. The most important result includes 4 SE-PCs being highly correlated with the NINO3.4- and the All-India-Rainfall-Index. They are associated to different stages of the ENSO cycle and therefore can be termed as ENSO-DEVELOP-, ENSO-DECAY-, ENSO-TRANS- and ENSO-PERSIST-sequence, respectively.

Among the precipitation teleconnections identified in the first part of the study, 5 modes are also representing tropical circulation anomalies. The most meaningful one is the ENSO/ISM-mode reflecting the coupled ENSO/Indian summer monsoon impact on Mediterranean precipitation variability during late summer/early autumn. This precipitation teleconnection is also identified as one of the geopotential height teleconnection patterns in the August-October part of the ENSO-DEVELOP-sequence and of the associated SE-Cluster, respectively. These sequences as well as the ENSO/ISM-mode are connected with a very similar anomaly signal in Mediterranean precipitation: years with developing El Niño (La Niña) Events and with an anomalously weak (strong) Indian summer monsoon are going along with positive (negative) precipitation anomalies mainly in the **west/southwestern and east/southeastern Mediterranean** area during autumn. Furthermore, there is another SE-PC, the ENSO-TRANS-sequence, whose teleconnection patterns strongly resemble those ones of the ENSO-DEVELOP-sequence. Additionally, the ENSO-TRANS-sequence shows the same anomaly sign in Mediterranean precipitation as the ENSO-DEVELOP-sequence (and the ENSO/ISM-mode). The difference between both SE-PCs can be specified as follows: the ENSO-TRANS-sequence represents the Indian monsoon fraction of the joint variability of the ENSO/Indian monsoon system, whereas the ENSO-DEVELOP-sequence describes the interannual variation of the upper tropospheric geopotential height field over the Tropics. The seasonally varying pressure anomalies of the ENSO-DEVELOP sequence indicate evolving ENSO events, whereas the anomaly pat-

terns of the ENSO-TRANS-sequence highlight the transitional phase between opposite events of the ENSO cycle. With regard to Mediterranean precipitation variability, the coupling with the ENSO-TRANS-sequence is slightly stronger than that with the ENSO-DEVELOP-sequence.

A further correspondence between one of the four ENSO-SE-PCs and one of the precipitation teleconnections of the first part of this study is particularly striking: the pattern of the SCAND/WAGI-mode resembles one of the spring teleconnection patterns (Februar-April) of the ENSO-DECAY-sequence and therefore can be considered (among others) as some type of ENSO-signatures in the Mediterranean region: in years after or during the decay of El Niño (La Niña) Events, negative (positive) precipitation anomalies in **springtime** mainly occur in the **western and central Mediterranean** area. Moreover, dry (wet) conditions in the Guinea coastal region (Westafrica) are observed, and the Scandinavia Pattern is in its positive (negative) phase. This points to the question (not further analysed in this study) whether ENSO might influence the formation of the Scandinavia Pattern in spring.

For nearly all of the abovementioned teleconnections with Mediterranean precipitation, the eastward extension of the Azores high plays the key role. The **western Mediterranean precipitation variability during spring and autumn** within the framework of the ENSO/Indian monsoon teleconnection is primarily steered by the restricted or eastward extended influence of the subtropical high pressure system. This is also valid for the **springtime precipitation variability** in the central Mediterranean area being related to the ENSO-DECAY-sequence and the SCAND-/WAGI-mode. However, during **autumn** the ENSO-/Indianmonsoon-related variability of the Azores high is not the only controlling factor for the central Mediterranean precipitation. During La Niña years with a strong Indian summer monsoon, the eastward extended Atlantic high pressure cell leads to anticyclonic conditions over the Balkans and the East-Adriatic costal region, but there are also widespread high pressure anomalies during El Niño years with a weak Indian summer monsoon, resulting in this case from a westward extended Siberian Anticyclone and a southward amplified anticyclonic anomaly over Fennoscandia, respectively. Therefore, the central Mediterranean area is dominated by high pressure anomalies in both situations, La Niña/strong ISM and El Niño/weak ISM. This might be the reason for a non-linear response in central Mediterranean precipitation variability during autumn with negative anomalies in La Niña/strong ISM-years, but no opposite anomalies in El Niño/weak ISM-years. Furthermore, this might be responsible for missing significant correlations between central Mediterranean precipitation and the El Niño-Southern Oscillation variability.

The precipitation teleconnection in the **east/southeastern Mediterranean** area during **au-**

tumn is caused by a modification of the Persian-Arabian heat low in the lower troposphere, related to pressure anomalies aloft (200 hPa level) and the accompanying regional subsidence of air masses (monsoon-desert mechanism). Moreover, this pressure variation in the near-surface heat-low along with the opposite western Mediterranean pressure anomalies leads to fluctuations in the intensity of the pressure gradient over the Mediterranean area. This variability is reflected by the Mediterranean Oscillation Index of the lower troposphere (1000 hPa level) which is therefore highly correlated with ENSO and the Indian monsoon (NINO3.4- and AIR-Index) during summer and early autumn. Thus, the strong coupling between the summer/autumn precipitation in the western, central and northern Mediterranean area and the 1000 hPa Mediterranean Oscillation Index also represents a fraction of the regional impact of ENSO/ISM variability.

Among the different tropical influences on Mediterranean precipitation variability, the strongest relationships arise with ENSO: the covariation with ENSO is distinctly higher than that with Indian and Westafrican summer monsoons, concerning both most of the Mediterranean precipitation regions as well as the identified teleconnection patterns and sequences. But also weak to moderate ENSO-independent teleconnections of the Mediterranean precipitation field to the Indian monsoon circulation have been found, e.g. in terms of the ISM/EA-WR-mode and the EA-WR-sequence during summer (SUM) and autumn (AUT). Within the teleconnection patterns of both modes one center directly appears in the domain of the Indian monsoon circulation. This center, in addition with a subtropical and an extratropical teleconnection center, strongly resembles the East Atlantic-/West Russia pattern. Mainly the patterns of the EA-WR-SUM/AUT-sequence indicate that Indianmonsoon-related pressure variations are contributing to the formation of the East Atlantic-/West Russia pattern during summer and autumn. Both, the ISM/EA-WR-mode and the EA-WR-SUM/AUT-sequence, are moderately correlated with precipitation variability on the **Balkans and in the northern Mediterranean** area during **summer**. This is due to a central Mediterranean teleconnection center which modifies the regional subsidence of air masses being subject at the same time to an anomalous Indian monsoon circulation.

The potential influence of the Westafrican monsoon on Mediterranean precipitation is not clearly obvious in the results of this study. Statistical links between the Westafrican and Mediterranean precipitation variability were found, in part even with a noteworthy amount. But on the other hand, either clear physical mechanisms for these statistical couplings could not be identified because of missing teleconnection centers over West- or Northwestafrica in the corresponding patterns, or the signal transport into the Mediterranean area is induced by co-existing sub- or extratropical teleconnection centers. Often the Mediterranean precipitation is more strongly connected to ENSO compared to the moderate coupling with Westafrican monsoon precipitati-

on. Thus, it is likely that ENSO variability is accounting for a comprehensive signal involving anomalies in both regions, the Mediterranean area and Westafrica, rather than a direct teleconnection from Westafrican to Mediterranean latitudes.

Summarizing the results of this study we may conclude that the Westafrican monsoon teleconnections do not play a major role for Mediterranean precipitation variability. However, distinct teleconnections of the El Niño-Southern Oscillation and the Indian monsoon appear in the Mediterranean precipitation field. According to the particular configuration of these analyses, primarily the importance of ENSO has been highlighted, whereas the impact of extratropical teleconnections like the Arctic and North Atlantic Oscillations on Mediterranean precipitation occurs in a more limited way concerning both spatial as well as temporal characteristics.

1 Motivation

'Telekonnektionen des Niederschlags im Mittelmeerraum zur Zirkulation in den Tropen' lautet der Titel der vorliegenden Arbeit. Was sind Telekonnektionen? Welche Vorteile bringt die Kenntnis der Niederschlagstelekonnektionen dem/des Mittelmeerraum/s? Und weshalb werden vorrangig Fernwirkungen aus den tropischen Arealen fokussiert? Das sind die zentralen Fragen, die sich aus dem Titel der Arbeit ableiten lassen und deren Beantwortung die Begründung für die hier zusammengefassten Forschungsanstrengungen liefert - in der genannten Reihenfolge werden sie im Folgenden diskutiert.

Teleconnections of climate changes in present time - so war die wissenschaftliche Publikation überschrieben, in der im klimatologisch orientierten Forschungsfeld nachweislich zum ersten Mal der Begriff 'Telekonnektion' verwendet wurde. Ångström (1935), Urheber dieser Studie, untermauerte darin die wesentliche Erkenntnis, dass die Variabilität der atmosphärischen Zirkulation als eine Hauptursache für Zusammenhänge zwischen Temperaturschwankungen an weit voneinander entfernten Orten betrachtet werden kann. Neu war, diese Zusammenhänge als Telekonnektionen zu bezeichnen. Die zu Grunde liegende Idee hingegen, räumlich entfernte Wetter- bzw. Klimaanomalien durch die atmosphärische Zirkulation zu verknüpfen, brachten bereits drei Jahre zuvor Walker & Bliss (1932) im Konzept der *Southern Oscillation* sowie der Nordatlantischen und Nordpazifischen Oszillation zum Ausdruck.

Verstärkte Anstrengungen auf dem Gebiet der Telekonnektionsforschung regten sich aber erst etliche Jahrzehnte später, etwa seit den 1970er Jahren, als im Zuge einiger starker Warmphasen der *El Niño-Southern Oscillation* (ENSO) die globale Bedeutung dieser Fernkopplung für das Wetter- und Klimasystem der Erde erkannt wurde. Im Zuge dessen entstanden die Pionierarbeiten neueren Datums, in denen sich jeweils Definitionen für den Telekonnektionsbegriff finden lassen. Wallace & Gutzler (1981, S.784) beispielsweise sprechen von Fernkopplungen im Klimasystem als „signifikante simultane Korrelationen zwischen der zeitlichen Fluktuation in meteorologischen Parametern an weit voneinander entfernten Punkten auf der Erde“. Glantz et al. (1991) sehen in Telekonnektionen ein zentrales Forschungskonzept, um potentielle Verbindungen zwischen Wetter- und Klimaanomalien über relativ große Distanzen hinweg besser verstehen zu können. Und Barnston & Livezey (1987, S. 1083) sprechen, ähnlich wie Wallace & Gutzler (1981), von einer Telekonnektion als die „zeitliche Korrelation eines meteorologischen

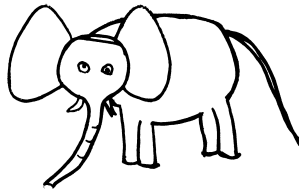
Parameters zwischen einem definierten geographischen Ort und allen anderen einer Untersuchungsdomäne“. Die angeführten Definitionen unterscheiden sich nicht wesentlich und allen gemeinsam ist die Unschärfe in der Distanzangabe bzw. das mangelnde Anführen einer räumlichen Skala, auf der Telekonnektionen anzusiedeln sind. Lediglich Barnston & Livezey (1987, S. 1083) werden konkreter, in dem sie eine ungefähre Entfernung zwischen den Zentren eines Telekonnektionsmusters mit 2500-6000 Kilometern angeben. Unabhängig von metrischen Angaben fällt eine Definition von Philipp (2003, S.4) in Anlehnung an Jacobbeit (1989) aus, der Telekonnektionen von denjenigen Zusammenhängen abgrenzt, die in „relativer räumlicher und kausaler Nähe“ eines betrachteten Klimaparameters angesiedelt sind.

Eine Entscheidung über die Distanz (vom Zielgebiet), innerhalb der nach potenziellen Kopplungen gesucht wird, fällt bei der Abgrenzung der Untersuchungsregion. Diese Entscheidung beeinflusst die Basis einer Telekonnektionsanalyse und gleichermaßen die Resultate derselben. Denn die räumliche Erstreckung des Untersuchungsgebiets lässt sich mit einem Fenster vergleichen, durch das Fernkopplungen betrachtet werden. Sowohl mit der gewählten Fenstergröße als auch mit dem gewählten Fensterausschnitt variieren die Blickwinkel auf eine Telekonnektion und das Bild, das sich von dieser manifestiert. Daraus resultiert, dass ein- und dasselbe Paradigma häufig mit unterschiedlichen Bezeichnungen belegt wird. Wallace (2000) lässt das mit dem „Biest“ der Arktischen Oszillation (AO) plastisch werden, so wie es auf Abbildung 1.1 dargestellt ist. Wie diese Abbildung verdeutlicht, wird die Arktische Oszillation auch als Nordatlantische Oszillation oder als *Northern Hemisphere Annular Mode* bezeichnet - je nach Schule, die diese Fernkopplung mit ihrer gewählten Methode und auf Basis des zu Grunde liegenden Datensatzes identifizierte. Demzufolge bezeichnen die Begriffe 'Arktische Oszillation', 'Nordatlantische Oszillation' und '*Northern Hemisphere Annular Mode*' nicht drei unterschiedliche Fernkopplungen, sondern ein- und dasselbe Variabilitätsphänomen wird lediglich mit drei verschiedenen Begrifflichkeiten belegt. Die Verschiedenheit der Bezeichnungen drückt die Interpretationsmöglichkeiten dieser Telekonnektion aus: die Nordatlantischen Oszillation kann als regionale Manifestation des arktisch/atlantischen Variabilitätsmodus betrachtet werden, die durch die Prozesse im Nordatlantik gesteuert bzw. modifiziert wird; die Form der Arktischen Oszillation gibt die hemisphärisch-skalige Ausprägung des Variabilitätssignals wieder.

An Hand dieses Beispiels wird deutlich, dass durch die räumliche Dimension und durch die geographische Lage des Untersuchungsgebiets mitentschieden wird, welche Telekonnektionsmuster wie zu Tage treten. Wird für Fernkopplungsanalysen ein kleinerer Fensterausschnitt als der der globalen Skala gewählt, so wie das auch in der vorliegenden Arbeit realisiert ist, liegt in der Überprüfung, inwieweit sich die Ergebnisse der resultierenden regional- bis hemisphärischskaligen Fernkopplungsmuster bereits bekannten Telekonnektionen zuordnen lassen, ein Hauptbestandteil der anschließenden Interpretationsarbeit. Denn Unüberschaubarkeit, als ei-

North Atlantic Oscillation

Walker and Bliss (1932)
van Loon and Rogers (1978)
Hurrell (1995)



Zonal Index Cycle

Rossby (1939)
Namias (1950)
Lorenz (1951)

“Annular Mode”

EOF1 of SLP

Kutzbach (1970)
Trenberth (1981)
W & G (1981)

“Arctic Oscillation”

Abb. 1.1: Das Biest der Arktischen Oszillation; aus: Wallace (2000)

ne Folge vieler unterschiedlicher Bezeichnungen für im Grunde doch vergleichbare Variabilitätsinformationen, steht einem wesentlichen Ziel der Telekonnectionsanalyse entgegen: ein möglichst umfassendes Bild von atmosphärischen und ozeanischen Einflussfaktoren auf die regionale Ausprägung von Klimaparametern wie dem Niederschlag und der Temperatur zu erhalten. Auf die tropischen Einflussgrößen des Niederschlags im Mittelmeerraum ist das Forschungsinteresse der vorliegenden Arbeit gerichtet.

Dass das Klimageschehen der Mediterranregion verstanden sein will, lässt sich in pragmatischer Sichtweise aus der Diskussion um den anthropogen bedingten Klimawandel ableiten. Dem hochsensitiven und dicht besiedelten subtropischen Übergangsraum zwischen semiarid/ariden Wüstengebieten und immerfeuchten Mittelbreiten fällt in diesem Kontext eine besondere Aufmerksamkeit zu. Denn die Klimaprojektionen des IPCC 2007 veranschlagen einen Rückgang des mittleren mediterranen Jahresniederschlags um ca. 4 % bis 27 % bis zum ausgehenden 21. Jahrhundert (Salmon et al. 2007, S.854). Für alle Jahreszeiten werden Nieder-

schlagseinbußen projiziert, am stärksten aber fällt der von den Modellen errechnete Niederschlagsrückgang im Sommer aus (3 % bis 53 %, ebd.). Bereits unter den gegebenen klimatischen Verhältnissen ist in der Mediterranregion die Wasserverfügbarkeit in dieser Jahreszeit eine limitierte Größe. Eine zusätzliche Verschärfung der sommerlichen Wasserknappheit in einem sich wandelnden Klima lässt nicht nur Versorgungsengpässe erwarten, sondern - vor allem auch in Kombination mit dem gleichzeitig projizierten sommerlichen Temperaturanstieg (2.5 °C bis 6.5 °C, Salmon et al. (2007, S.854)) - eine nachhaltige Veränderung des Wasserhaushalts. Als eine gravierende Konsequenz dieser Entwicklung lässt sich schlaglichtartig die Reduktion des regionalen Bodenfeuchtegehalts herausgreifen. In den GCM-Ensemble-Ergebnissen (engl.: General Circulation Model) von Wang (2005) z.B. bedingen erhöhte Evapotranspirationsraten in Folge des anthropogen verstärkten Treibhauseffekts eine beinahe globale Abnahme des Bodenfeuchtegehalts. Der Autor weist regionale *hot spots* für zukünftige Dürren aus: der Mittelmeerraum befindet sich in allen Jahreszeiten darunter. Entsprechend dieses Szenarios muss also der Wasserverbrauch für die Landwirtschaft steigen, sollen dürrebedingte Ernteaufschläge vermieden werden.

Gleichzeitig berechnet die Welt-Tourismus-Organisation einen drastischen Anstieg der Touristenzahlen für die Mittelmeeranrainerstaaten bis zum Jahr 2025 voraus. Ein zusätzlicher Wasserbedarf für den Unterhalt von Golfplätzen, Swimming-Pools und Betten-Hochburgen mutet im Zuge dieser Entwicklung als sehr wahrscheinlich an. Infolgedessen ist in der Mediterranregion mit einer generellen Limitierung der Wasserverfügbarkeit im Sommer zu rechnen, die es zur Notwendigkeit werden lässt, in „kritischen Jahren“ rechtzeitig kompensatorische Maßnahmen einzuleiten, um eine flächendeckende Versorgung mit der Ressource 'Wasser' gewährleisten zu können.

Welchen Vorteil bringt in diesem Kontext nun die Kenntnis der telekonnektiven Einflüsse auf den Mittelmeerniederschlag? Robuste Fernkopplungen können als Prädiktoren für das statistische *Downscaling* dienen. So lassen sich einerseits Niederschlagsabschätzungen für die entfernte Zukunft errechnen (z.B. Hertig & Jacobet (2008)), auf Basis derer über langfristige Anpassungsstrategien, beispielsweise im Hinblick auf die Wasserversorgung, nachgedacht werden kann. Andererseits können im Rahmen von Saisonalprognosen auch Aussagen über die relativ zeitnahe Niederschlagsentwicklung, wie in etwa für agrarökonomisch bedeutsame Jahreszeiten, getroffen werden (z.B. Hertig & Jacobet (2010a,b)). In institutionalisierter Form lässt sich so ein Frühwarnsystem entwickeln, das im Bedarfsfall kurzfristigere Planungsstrategien ermöglicht.

Neben diesen Anwendungsmöglichkeiten ist Telekonnektionsforschung aber auch Grundla-

genforschung, und hat zum Ziel, die komplexe Dynamik des Ozean-Atmosphäresystems besser zu begreifen, in dem Telekonnektionen als die internen Variabilitätsmodi des Klimasystems eine entscheidende Rolle spielen. Das leitet über zur Fragestellung, weshalb in dieser Arbeit der Fokus auf den Fernkopplungen mit Bezug zur tropischen Zirkulationsvariabilität liegt.

Die Forscherinitiative MedCLIVAR (*Mediterranean CLimate VARIability and Predictability*) mit Teilnehmern aus insgesamt 15 Nationen, die sich der mediterranen Klimavariabilität in Vergangenheit und Zukunft widmen, legte im Jahre 2005 ein Positionspapier vor, in dem die noch offenen Fragen in der mediterranen Klimaforschung benannt wurden. Als eines der Hauptziele wurde angeführt (vgl. Lionello et al. 2005, 2006):

Understanding the connections between Mediterranean and global climate variability considering the influence of both the mid-latitude climate patterns [...] and the tropical climate patterns (El Niño-Southern Oscillation, the Asian and African Monsoons). [...] aspects of these connections and of their eventual variability [...] are not well understood.

In den detaillierteren Ausführungen wurde weiterer Forschungsbedarf vor allem für die Zusammenhänge zwischen dem Mittelmeerklima und den tropischen Fernkopplungen, wie dem indischen und westafrikanischen Sommermonsunsystem und der *El Niño-Southern Oscillation*, angemeldet. Ursprünglich ist die traditionelle europäische Blickrichtung stärker auf den Nordatlantik gelenkt, denn sowohl die räumliche Nähe als auch die westliche Hauptwindrichtung erleichtern es, beispielsweise für ermittelte statistische Beziehungen Kausalzusammenhänge zu finden. Dementsprechend sind Einflüsse der nordatlantischen Zirkulationsdynamik, wie der Nordatlantischen Oszillation, besser dokumentiert und verstanden als potentielle Zusammenhänge zur tropischen Zirkulationsvariabilität. Deshalb wurde der Fokus dieser Arbeit auf die letztgenannten gelegt. 'Die Telekonnektionen des Niederschlags im Mittelmeerraum zur Zirkulation in den Tropen' zu analysieren, bedeutet im Rahmen der vorliegenden Arbeit, sämtliche Ergebnisse aus statistisch orientierten Analysen verstärkt nach potentiellen Links zur *El Niño-Southern Oscillation* und dem Indischen und westafrikanischen Sommermonsun abzuklopfen und gefundene Beziehungen explizit herauszustellen.

2 Konzeption und Ziele

Sowohl konzeptionell als auch methodisch wurden zwei unterschiedliche Wege beschritten, um Telekonnektionssignale der tropischen Zirkulationsdynamik im mediterranen Niederschlagsfeld aufzudecken. Einzig durch die monatliche Auflösung des bearbeiteten Datenmaterials war festgelegt, die interannuellen Schwankungszusammenhänge zwischen den betrachteten Klimavariablen zu fokussieren.

Der erste Teil der Arbeit kann in etwa mit 'Lokalisierung und Analyse von Zusammenhängen' überschrieben werden. Als räumliche Teileinheiten werden einerseits die Mediterranregion und andererseits die Quellgebiete für potenzielle Signale der fokussierten tropischen Einflussgrößen - Westafrika, der indische Subkontinent, der indische Ozean, das Indomalayische Archipel sowie die Westküste Südamerikas - betrachtet. In dieser Arbeit erfolgt eine Konzentration primär auf die Analyse des Luftdruckfelds als mögliche Ursprungsregion und als potenzielles Transportmedium von Fernkopplungssignalen. Da diese Untersuchungen so umfassend wie möglich ausfallen sollen, fließen in sämtliche Analysen die geopotentiellen Höhen aller zwölf Luftdruckniveaus zwischen 1000 hPa und 100 hPa ein. Darüber hinaus wird jeweils das Gesamtjahr zwischen Januar und Dezember eingeschlossen. Die genannten Teilregionen, das (erweiterte) mediterrane Niederschlagsgebiet und ein großräumiges, die Tropen integrierendes Luftdruckfeld werden in einem ersten Schritt mit Hilfe von bi- und multivariaten statistischen Methoden in Verbindung gebracht (Lokalisierung). Die resultierenden Ergebnisse umfassen sämtliche mediterrane Niederschlagskopplungen, die sich im Luftdruckfelduntersuchungsgebiet verorten lassen. Deshalb ist es in einem zweiten Schritt notwendig, eine Selektion der Ergebnisse nach tropischen Zusammenhängen vorzunehmen (Analyse). Im Zuge dessen wird der Mittelmeerniederschlag gezielt in Beziehung zu sogenannten Telekonnektionsindizes gesetzt, die ausschließlich die Variabilität in den fokussierten tropischen Einflussregionen auf sich vereinigen. Mit Hilfe dieses Analysewerkzeugs werden die Ergebnisse aus dem ersten Teil der Arbeit nach physikalisch-dynamischen Gesichtspunkten interpretiert und mit relevanten, aus der Fachliteratur entnommenen Erkenntnissen verglichen. Dabei werden Resultate, die mit der tropischen Zirkulationsvariabilität in Verbindung stehen, ausführlich dargestellt. Auf Ergebnisse, für die sich keine Beziehung herstellen ließ, wird je nach Relevanz für den mediterranen Niederschlag mehr oder weniger umfassend Bezug genommen.

Im zweiten Teil der Arbeit werden in einer alternativen Herangehensweise zunächst die luftdruckfeldinternen Fernkopplungen selektiert und anschließend mit dem mediterranen Niederschlag in Zusammenhang gebracht. Darüber hinaus findet eine Ergebnisverdichtung in Form von sequentiellen Betrachtungen statt, da die Resultate aus dem ersten Teil eine zeitliche Verkettung gefundener Signale wünschenswert erscheinen ließen. Somit werden ganzjährige Sequenzen an luftdruckinternen Fernkopplungen auf ihre statistischen Verbindungen zur Variabilität der ENSO und des indischen bzw. westafrikanischen Sommermonsuns überprüft. Diese Sequenzen werden mit multivariaten statistischen Verfahren, der Hauptkomponentenanalyse und einer optimierten nicht-hierarchischen Clusteranalyse, gewonnen. Ausschließlich die Sequenzen mit einem deutlichen Zusammenhang zu einer der tropischen Einflussgrößen werden dargestellt. Gleichzeitig wird ihre Relevanz für den mediterranen Niederschlag ermittelt und es wird überprüft, inwieweit diese sequentiellen Resultate die Ergebnisse aus der Telekonnections-Analyse des ersten Teils der Arbeit bestätigen. Der zweite inhaltliche Schwerpunkt lässt sich dementsprechend als die 'zeitliche Verkettung regionaler Zusammenhänge' bezeichnen. Er wird als Ergänzung und Vertiefung der Ergebnisse aus der Niederschlags-Telekonnectionsanalyse verstanden.

Zusammenfassend lässt sich als das Ziel dieser Arbeit formulieren, aus den umfassenden Ergebnissen verschiedener, statistisch-basierter Telekonnectionsanalysen des mediterranen Niederschlagsfelds diejenigen herauszustellen, die mit der Variabilität der *El Niño-Southern Oscillation*, dem Indienmonsun und dem Westafrikamonsun im Zusammenhang stehen. Gleichzeitig erfolgt eine Diskussion der zu Grunde liegenden Kopplungsmechanismen mit dem Ziel, die statistischen Beziehungen auf plausible Kausalzusammenhänge hin zu überprüfen.

Um Aufschluss über die Dauer des Signaltransports zu erhalten, war es notwendig, nicht nur simultane, sondern auch saisonal zeitversetzte Kopplungen in den Blick zu nehmen. Deshalb erfolgte im Rahmen aller Telekonnectionsanalysen auch die Betrachtung der ein- bis zwölfmonatigen zeitversetzten Zusammenhänge. In Kombination mit der hohen vertikalen Auflösung des Luftdruckfelds und mit einer ganzjährigen, saisonal zusätzlich differenzierten Analysekonfiguration erreichten die Analyseergebnisse ein nicht unerhebliches Volumen. So entpuppte sich nachträglich die Selektion relevanter Resultate als eine zusätzliche Herausforderung.

Nachdem nun die Motivation für diese Arbeit sowie die Grundkonzeption und Zielstellung aufgeführt sind, werden im nachfolgenden dritten Kapitel die Untersuchungsregionen des Niederschlags und der großskaligen Zirkulation vorgestellt. Nach Darlegung der Abgrenzungskriterien und -verfahren schließt die mittelwertsklimatologische Charakterisierung beider Gebiete an. Am Ende dieses Kapitels erfolgt eine Zusammenschau über die bereits bekannten und in der Fachliteratur diskutierten Fernkopplungen zwischen Mittelmeerniederschlag und der EN-

SO, dem Indien- und Westafrikamonsun sowie ein kurzer Abriss über den Einfluss der wichtigsten außertropischen Telekonnektionen.

Im vierten Kapitel werden die verwendeten Datensätze aufgeführt und die Konstruktion eigener Telekonnektions-Indizes offengelegt.

Im fünften Kapitel erfolgt die Erläuterung der bi- und multivariaten statistischen Methoden, die zum Einsatz kamen. Sowohl auf die mathematische Berechnungsgrundlage als auch auf den Anwendungsbezug, z.B. in Form spezifischer Analysekonfigurationen, wird Bezug genommen.

Im sechsten und siebten Kapitel werden die Ergebnisse, die aus diesen Anwendungen resultieren, vorgestellt. Das sechste Kapitel fasst die Ergebnisse des ersten Teils der Arbeit zusammen und präsentiert die zentralen Fernkopplungsmuster des mediterranen Niederschlags im Luftdruckfeld. Im siebten Kapitel sind relevante Ergebnisse des zweiten Teils der Arbeit zusammengestellt: luftdruckinterne Sequenzen von Telekonnektionsmustern mit Bezug zu den fokussierten tropischen Einflußgrößen werden vorgestellt und ihre Relevanz für die mediterranen Niederschlagsschwankungen sowie potentielle Kopplungsmechanismen werden diskutiert.

Im achten Kapitel werden die zentralen inhaltlichen und methodischen Erkenntnisse zusammengefasst und im neunten Kapitel bewertet. In diesem Kontext eröffnen sich Aspekte, die über die vorliegende Arbeit bereits hinausreichen.

3 Das Untersuchungsgebiet

3.1 Der Niederschlagsuntersuchungsraum

3.1.1 Abgrenzung und Regionalisierung

Zielstellung dieser Arbeit ist es, die mediterrane Niederschlagsvariabilität im Kontext der Einflussnahme durch die tropische Zirkulationsdynamik zu begutachten. Das Hauptaugenmerk liegt auf dem Mittelmeerraum, der demnach im Zentrum einer der Fragestellung angemessenen Niederschlagsuntersuchungsgebiets liegen muss. Dennoch wurde entschieden, die Grenzen des „Zielgebiets“ nicht zu eng abzustecken. Denn vor allem auch im Niederschlagsfeld Nordafrikas südlich der Mediterranregion manifestieren sich Signale, die eng an die westafrikanische Monsunvariabilität, als eine der fokussierten Einflussgrößen, gebunden sind; z.B. treten dort Starkniederschlagsereignisse als Folge von Wechselwirkungen zwischen der außertropischen West- und der tropisch-monsunalen Ostströmung auf (vgl. Kap. 3.1.3). So wurde die Hypothese aufgestellt, dass sich Zusammenhänge mit dem Westafrikamonsun vor allem am Südsaum des Mittelmeerraumes, in räumlich größerer Nähe zum nordwestafrikanischen Monsungebiet, manifestieren und dass sich deshalb dort womöglich Signale greifen lassen, die für den Mittelmeerraum von Bedeutung sein können, die aber nicht in ausschließlicher Betrachtung des Mittelmeerniederschlagsfelds hervortreten. In Folge dieser Überlegungen wurden Abgrenzungskriterien definiert, denen das Niederschlagsuntersuchungsgebiet standhalten musste: es musste den Mittelmeerraum im Zentrum fokussieren, die Ausdehnung nach Norden und Osten hin sollte so gering wie möglich ausfallen¹, im Süden aber soll der Übergangssaum des sommermonsunal beeinflussten Nordafrikas miteingeschlossen werden.

Um diese Kriterien zu erfüllen, musste ein adäquates Abgrenzungsverfahren gewählt werden. Da eine klimatologische Fragestellung bearbeitet wird, wurde vorzugsweise über klimatologisch orientierte Abgrenzungsmöglichkeiten nachgedacht. In diesem Kontext eröffnet sich die Möglichkeit, eine Grenzziehung nach strahlungsklimatischen Gesichtspunkten vorzunehmen: in Abhängigkeit des Einstrahlungswinkels wird der Mittelmeerraum dann als Bestandteil

¹Die Westgrenze orientiert sich am westeuropäischen Kontinentalrand und ist somit natürlich vorgegeben.

der solaren Klimazone der Subtropen aufgefasst, die zwischen 23.5° N und 45° N angesiedelt ist. Ein Nachteil dieses Verfahrens ist, neben den fehlenden Grenzkriterien für eine Ostgrenze, die Künstlichkeit der resultierenden Region im Hinblick auf niederschlagsklimatologische Aspekte. Die geradlinige Grenzziehung spart Teilräume aus, die nicht nur in der Mittelwertsklimatologie, sondern auch im interannuellen Niederschlags-Schwankungsverhalten mit der abgegrenzten Untersuchungsregion zusammenhängen können. Im Rahmen von Telekonnections-Analysen kann sich das in Form der Abschwächung von fokussierten Signalen nachteilig auswirken.

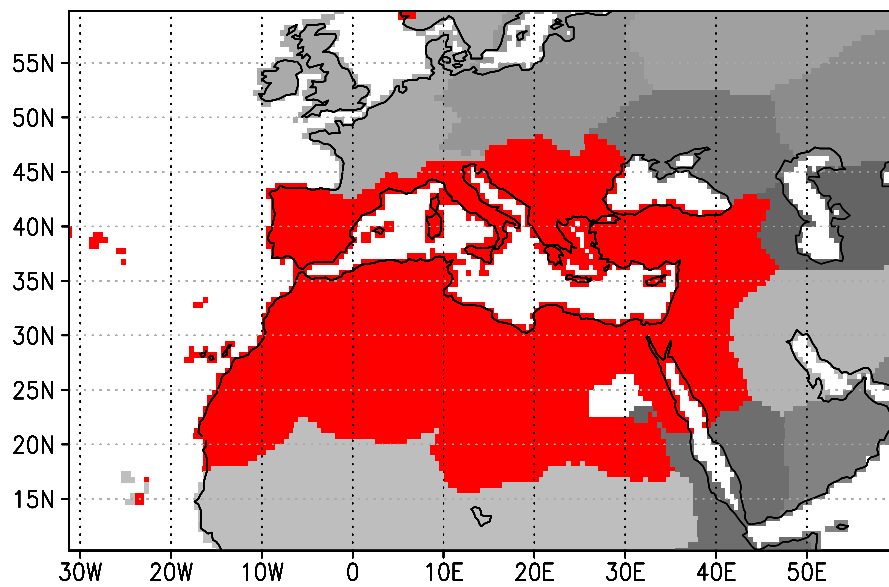
Alternativ kann eine niederschlagsklimatisch orientierte Gebietsabgrenzung erfolgen. Die Arbeit von Dünkeloh (2001) ist etwa konzentriert auf das zirkummediterrane Gebiet mit mediterranem Niederschlagsregime. Für die vorliegende Fragestellung sind mittelwertsklimatologische Grenzkriterien deswegen von Nachteil, weil sie eine südwärtige Erweiterung in das nördliche Afrika hinein nicht erlauben. Hier bietet sich an, das interannuelle Schwankungsverhalten des Niederschlags zu fokussieren, das mit der Variabilität der großskaligen Zirkulation eng einhergeht. Die Anwendung eines solchen Abgrenzungsverfahrens nach zirkulationsdynamischen Aspekten wurde im Hinblick auf die Zielstellung dieser Arbeit für sinnvoll erachtet. Das zu Grunde liegende Prinzip ist folgendes: eine übergreifende Großregion wird in Subregionen homogener interannueller Variabilitätsmuster zerlegt. Anschließend werden die Gitterpunkte aller Subregionen, die an die Mittelmeerküste anschließen, extrahiert und zusammengefasst. Dieser dynamisch abgegrenzten Mediterranregion werden außerdem die Gitterpunkte der Subregionen angeschlossen, die südlich an den Mittelmeerraum angrenzen und die als sinnvolle Erweiterung der Untersuchungsregion erscheinen. Die so definierte Nord- und Ostgrenze des Untersuchungsgebiets ist nach zirkulationsdynamischen Gesichtspunkten die nächstgelegene. Es werden dabei keine gleichförmigen regionalen Variabilitätsmuster künstlich zerschnitten. Und die Abgrenzung nach Süden kann nach denselben Kriterien geschehen, wie die nach Norden und Osten. Dieses südlich erweiterte mediterrane Niederschlagsfeld wird anschließend regionalisiert, so dass mit einigen wenigen Niederschlags-Indizes anstatt mit mehreren tausenden Gitterpunktzeitreihen weitergearbeitet werden kann.

Zunächst wurde also ein übergeordneter Großraum als „Container“ für das endgültige Untersuchungsgebiet ausgewählt, der sich zwischen 50° E bzw. 60° W und 10° N und 60° N befindet und dessen geographische Ausdehnung u. a. aus Abbildung 3.1 hervorgeht. Insgesamt 12256 Gitterpunkte beschreiben die Niederschlagsvariabilität dieser Großregion zwischen Zentralafrika und Nordeuropa, die im nächsten Schritt mittels einer s-modalen Varimax-rotierten Hauptkomponentenanalyse (engl.: *Principal Component Analysis*, PCA) in Subregionen dif-

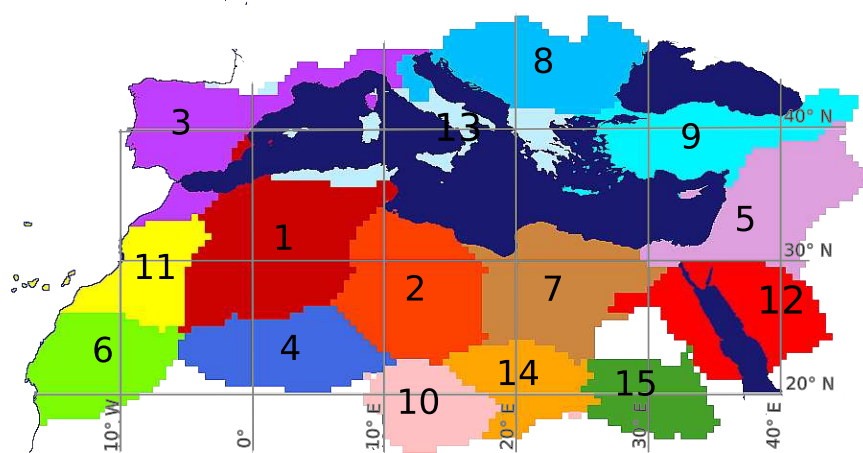
ferenziert wird. Die ausführliche Erläuterung dieser Methode findet im Methodenkapitel statt (Kap. 5.3.1). Hier werden nur die zentralsten Gesichtspunkte angeführt, um die dargestellten Ergebnisse zu verstehen. Im vorliegenden Fall wird die s-modale PCA zur Regionalisierung herangezogen. Demnach werden durch die Hauptkomponentenladungen Gitterpunktgruppen mit einem vergleichbaren Schwankungsverhalten ausgewiesen. Da als Beobachtungsfälle für die 12256 Gitterpunkte (Originalvariablen) die monatlichen Niederschlagsanomalien aller zwölf Einzelmonate des Untersuchungszeitraums zwischen 1951 und 2000 (s. Kap. 4.1) eingingen², fassen die Hauptkomponenten Gitterpunktgruppen zusammen, die ein vergleichbares interanuelles Schwankungsverhalten über das Gesamtjahr hinweg kennzeichnet, allerdings nur, wenn die Gitterpunktszeitreihen zuvor jahresgangbereinigt werden. Das geschah durch die Subtraktion der gitterpunktspezifischen einzelmonatlichen Langzeitmittelwerte (1951-2000) von den jeweiligen Monatssummen.

Ausnahmsweise wurde hier keines der gängigen Extraktionskriterien angelegt, um eine adäquate Anzahl an Hauptkomponenten zu bestimmen. Vielmehr erfolgte die Auswahl nach visuellen Kriterien mit der Intention, ein zusammenhängendes Gebiet mit der Mediterranregion im Zentrum zu erhalten, das sich nach Süden hin erweitern lässt. Eine Anzahl von 20 Hauptkomponenten kam diesem Kriterium nach, die zusammen einen Gesamtvarianzerklärungsanteil von 60% erreichen. In Abbildung 3.1a sind alle Gitterpunkte der Großregion dargestellt, wie sie sich durch ihre maximale Ladung einerseits auf PCs gruppieren lassen, die nicht zum erweiterten Mittelmeerraum gezählt werden (grau), und andererseits zu den insgesamt neun, die den dynamisch abgegrenzten Untersuchungsraum (rot) stellen. Die Abgrenzung nach Süden war einfach, denn wie Abbildung 3.1a zeigt, liegt südlich des rot markierten erweiterten Mittelmeerraums in Westafrika nur eine einzige zusammenhängende Teilregion unmittelbar im Westafrikamonsungebiet. Demnach wurden alle Regionen nördlich von dieser ins Untersuchungsgebiet integriert, da sie automatisch Übergangscharakter zur westafrikanischen Monsunregion hin aufweisen, dennoch aber unter zirkulationsdynamischen Aspekten von ihr separiert werden. Dieser rot markierte, erweiterte Mittelmeerraum setzt sich aus 4870 Gitterpunkten zusammen, deren einzelmonatliche Anomalien für alle zwölf Monate aller Jahre der 50-jährigen Analyseperiode erneut Eingang in eine s-modale Varimax-rotierte Hauptkomponentenanalyse fanden.

²Sie entstammen aus dem Vasclimo1.1-Niederschlagsdatensatz, der in Kapitel 4.1 vorgestellt wird.



(a)



(b)

Abb. 3.1: a) Maximale Gitterpunktladungen auf s-modale PCs, die das erweiterte mediterrane Untersuchungsgebiet definieren (rot) bzw. auf PCs, die nicht zum erweiterten Untersuchungsgebiet gezählt werden (grau); der rot markierte Gitterpunkt in Westnorwegen sowie die Gebietsanteile westlich von 20°W, die auf eine der "Mediterranraum-PCs" maximal laden, werden in den Folgeanalysen nicht berücksichtigt. b) erweitertes, mediterranes Niederschlagsuntersuchungsgebiet mit insgesamt 15 Niederschlagsregionen; die Regionsnummern entsprechen der Nummer der Hauptkomponente, auf welche die maximalen Ladungen entfallen.

15 Hauptkomponenten wurden nach dem optischen Kriterium extrahiert, dass die jeweils maximalen Ladungen der Gitterpunkte auf die verschiedenen Hauptkomponenten zusammenhängende Regionen bilden müssen. Diese 15 Hauptkomponenten erklären zusammen 65.5% an der

Gesamtvarianz des Eingangsdatenfelds. Die maximalen Ladungen dieser 15 Hauptkomponenten gruppieren das Gitterfeld auf 15 Niederschlagsregionen mit vergleichbarem ganzjährigem, interannuellen Schwankungsverhalten, die auf Abbildung 3.1b dargestellt sind und die im weiteren Fortgang dieser Arbeit analysiert werden. Die Zeitreihen oder Niederschlagsindizes dieser Regionen gehen nicht mit den PC-Zeitreihen (*Scores*) konform, sondern sie werden als die regionalen Mittelwerte aus allen Gitterpunktzeitreihen mit maximaler Ladung auf die entsprechende Hauptkomponente berechnet. Demzufolge repräsentieren die regionalen Niederschlagszeitreihen die flächendeckende Variabilitätsinformation der gesamten Regionen und nicht, wie im Falle der *Scores*, überproportional die Teilregion mit den maximalen Ladungen (vgl. Philipp 2003).

Zur besseren Unterscheidbarkeit werden die 15 Teilräume mit regionalen Bezeichnungen versehen, die sich an der Raumeinheit mit dem jeweils größten Anteil an den entsprechenden Niederschlagsregionen orientieren. In manchen Darstellungsformen, wie z.B. Tabellen, werden die Niederschlagsregionen mit Hilfe der Ziffern 1 bis 15 auseinandergehalten, entsprechend der Hauptkomponente, auf die sie ihre maximale Ladung verzeichnen. Die Zuordnung zwischen den 15 Ziffernwerten und den namentlichen Bezeichnungen der Niederschlagsregionen findet sich in Tabelle 3.1, in der ersten und zweiten Spalte. In der dritten Spalte sind außerdem die Länder bzw. Landesteile aufgeführt, die nicht aus den Regionsbezeichnungen hervorgehen und die im weiteren Verlauf der Arbeit keine explizite Erwähnung mehr finden. Im folgenden Unterkapitel werden die mittelwertsklimatologischen Eigenschaften des erweiterten Mittelmeergebiets an Hand der 15 Niederschlagsregionen diskutiert.

3.1.2 Niederschlagsverteilung im Untersuchungsgebiet

Bereits die Köppen'sche Klimaklassifikation (Köppen 1936) benennt das wohl augenfälligste Merkmal der mediterranen Niederschlagsvariabilität im Jahresverlauf: die sommerliche Trockenzeit³. Diese tritt in den langjährigen Monatssummen aller Niederschlagsregionen mit mediterranem Niederschlagsregime, aufgeführt in Abbildung 3.2, durch das sommerliche Niederschlagsminimum hervor.

³Der Großteil des Mittelmeerraums wird von Köppen als Csa-Klima ausgezeichnet, warmgemäßigt (C) mit sommerlicher Trockenzeit (s) und dem wärmsten Monat über 22°C (a).

Tab. 3.1: Übersicht über die Zuordnung der Regionsnummern (erste Spalte) zu den Regionsbezeichnungen (zweite Spalte) der mediterranen Niederschlagsindizes sowie Auflistung der Länder bzw. Landesanteile, die mit den regionalen Gebietsnamen zusammengefasst werden (dritte Spalte).

Regionsnr.	regionale Bezeichnung	geograph. Raumanteile
1	Algerien	Algerien, Südostiberien, Südosttunesien, Nordwestmali
2	Libyen	Libyen, Ostalgerien, Südtunesien
3	Iberien	Iberien, Nordmarokko, Südfrankreich, Nord-/Nordwestitalien
4	Nordmali	Nordmali, Südalgerien, Nordwestniger
5	Israel	Israel, Syrien, Jordanien, Ostirak, Sianaihalbinsel
6	Zentralmauretanien	Mauretanien, Südsahara
7	Ägypten	Ägypten, Ostlibyen
8	Balkan	Nordwestitalien, Kroatien, Bosnien und Herzegowina, Montenegro, Serbien, Kosovo, Nordmazedonien, Rumänien, Bulgarien
9	Türkei	Türkei, Ostgeorgien
10	Nordniger	Niger
11	Nordmauretanien	Nordmauretanien, Südmarokko, Nordsahara, Westalgerien
12	Saudi Arabien	Saudi Arabien, Westägypten, Nordsudan
13	Zentral-MED	Süditalien, Sardinien, Sizilien, Griechenland, Nordalgerien, Nordtunesien
14	Nord-Tschad	Tschad
15	Nordsudan	Sudan

Ursache für die mediterrane Sommertrockenheit ist die Nordverlagerung der außertropischen Westdrift und die Ausweitung bzw. Verstärkung der für diesen Raum bedeutsamen subtropisch-randtropischen Hochdruckzellen, Azoren-, Libyen-, und Arabienhoch, im Nordsommer. Eine detailliertere Schilderung der zu Grunde liegenden Zirkulationsmechanismen erfolgt in Kapitel 3.1.3 und 3.2.2.

Das Kriterium der sommerlichen Trockenperiode kann auch zur niederschlagsklimatischen Abgrenzung innerhalb des Niederschlags-Untersuchungsraums herangezogen werden. Am Südsaum des Untersuchungsgebietes wird das mediterrane Niederschlagsregime abgelöst von einer saisonalen Niederschlagsverteilung, die vom nordafrikanischen Sommermonsun gesteuert ist. Das lässt sich aus den Niederschlagsdiagrammen Zentralmauretaniens, Nordmalis, des Nordnigers, Nordtschads und des Nordsudans an der Verlagerung der Hauptregenzeit in die Som-

mermonate hinein ablesen. Im Norden der Untersuchungsregion hingegen wird der Übergang zum immerfeuchten Mittelbreiten-Klima ersichtlich: das sommerliche Niederschlagsmaximum der Balkanregion lässt sich auf einen verstärkten Kontinentalitätsgrad im Einzugsbereich der außertropischen Westdrift zurückführen.

Die sommerliche Trockenperiode der mediterranen Niederschlagsregionen wird abgelöst von der Hauptregenzeit zwischen Oktober und März (Xoplaki 2002), resultierend aus der Südverlagerung der nordhemisphärischen Westwindzone im Winter. Für die meisten der Mittelmeerregionen können in Folge dessen der Dezember und Januar als die regenreichsten Monate ausgemacht werden. Die Niederschlagsregionen Iberien, der Zentral-MED und der Balkan hingegen verzeichnen den November, den letzten Herbstmonat, als am niederschlagsreichsten (vgl. Abb. 3.2). Im iberischen Niederschlagsdiagramm wird außerdem ein Sekundärmaximum im April ersichtlich. Die Herbst-/Frühwinterspitzen in diesen Regionen sind auf den verstärkten Einfluss autochthoner Zyklogeneseprozesse primär über dem Golf von Genua zurückzuführen, die im Herbst bei einer noch warmen Meeresoberfläche des Mittelmeers besonders niederschlagswirksam sind. Auch in den Niederschlagsdiagrammen der südlich-zentralen Mediterranregion, Algerien und Libyen, kann eine Frühjahrsspitze ausgemacht werden, die aber auf das Auftrittsmaximum der Sharav-Zyklone zurückzuführen ist (vgl. Kap. 3.1.3).

Neben dem charakteristischen jahreszeitlichen Kontrast zeigen sich in den insgesamt 15 Niederschlagsdiagrammen übergreifende räumliche Strukturmerkmale: die Niederschlagsabnahme von Nord nach Süd und die von West nach Ost. Der Niederschlagsrückgang in Nord-Südrichtung basiert auf dem im Süden zunehmenden ganzjährigen Einfluss der subtropisch-randtropischen Hochdruckzellen. Die geringeren Niederschlagssummen des östlich-/südöstlichen verglichen mit dem westlichen Mittelmeerraum erklären sich durch die größere Distanz zum Atlantik und zu den autochthonen Zyklogeneseregionen, die in der Mehrzahl über dem nord-westlichen Mittelmeer verankert sind (vgl. 3.1.3).

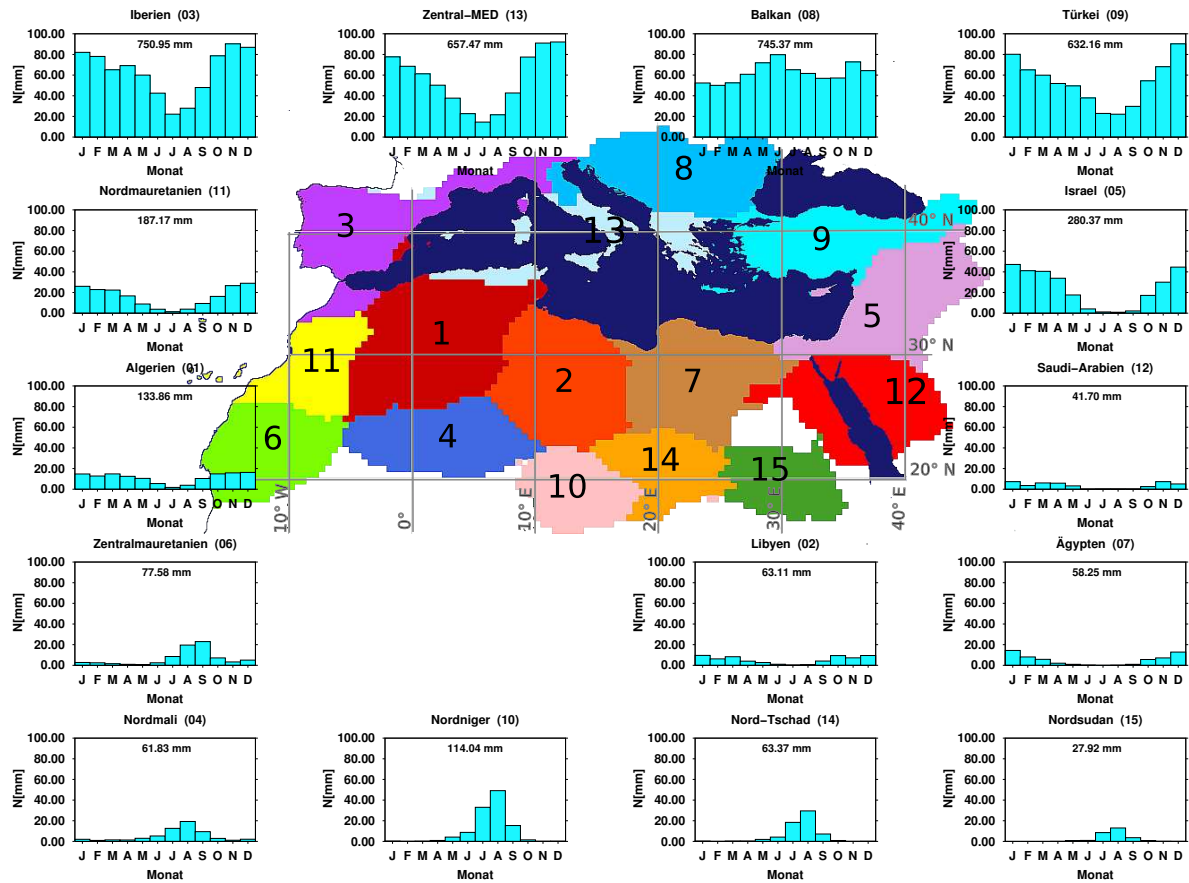


Abb. 3.2: Niederschlagsdiagramme mit den langjährigen (1951-2000) Monatssummen der 15 Niederschlagsregionen des Untersuchungsgebiets (in mm); langjährige Jahresniederschlagssumme als Ziffer in der Mitte jedes Diagramms; über die Regions-Nummern in den Niederschlagsdiagrammen kann ihre Lage im Mittelmeerraum in der zentralen Übersichtsabbildung bestimmt werden.

Damit sind die wesentlichen Merkmale der saisonalen Niederschlagsvariabilität im Untersuchungsgebiet erläutert. Die interannuelle Niederschlagsvariabilität, die in dieser Arbeit saisonal differenziert analysiert wird, wird im Zusammenhang mit den Ergebnissen für ausgewählte Fälle diskutiert.

Die mediterrane Niederschlagsentwicklung unter dem Gesichtspunkt von dekadischen Schwankungen zu betrachten, so wie häufig üblich, ist für die Fragestellung der vorliegenden Arbeit von nachgeordneter Bedeutung. Da das gesamte bearbeitete Datenmaterial einer Hochpassfilterung (vgl. Kap. 5.1) unterzogen wird, fließt die Langfristvariabilität in Form von Trends und dekadischen Schwankungen weder in den Untersuchungsprozess noch in die Ergebnisse ein. Aus Gründen der Vollständigkeit sollen hier dennoch die Grundzüge der langfristigen Niederschlagsentwicklung im Mittelmeerraum angesprochen sein. Eine ausführliche Erläuterung in ähnlicher regionaler Spezifikation wie hier finden sich beispielsweise in den Arbeiten von Dünkeloh & Jacobeit (2003) und Hertig (2005).

Für die letzten zwei bis drei Dekaden des vorangegangenen 20. Jahrhunderts werden Niederschlagsrückgänge in weiten Teilen der Mediterranregion beobachtet. In Iberien beispielsweise manifestieren sich flächendeckende negative Niederschlagstrends vor allem in den Spätwinter- und Frühjahrsmonaten (Goodess & Jones 2002, García et al. 2007, del Río et al. 2010). Diese Entwicklung wird der verstärkt positiven Phase der Nordatlantischen Oszillation seit etwa den 1980ern und dem einhergehenden nordwärtigen Verlauf der atlantischen Sturmbahnen zugeschrieben (Serrano et al. 1991, Paredes et al. 2007). Gleichzeitig werden aber in Westspanien auch positive Niederschlagstrends für die Monate August bis Oktober ausgemacht (Jacobeit 2000, del Río et al. 2010). Verstärkte sommerliche Konvektionsaktivitäten und eine größere Auftrittshäufigkeit von Hitzegewittern lassen sich als mögliche Ursachen anführen.

Auch in Norditalien, Griechenland und der Türkei wird seit den 1960ern ein Rückgang des Winterniederschlags detektiert (Xoplaki 2002, Maheras et al. 2004, Türkeş & Erlat 2005, Toreti et al. 2009). Einerseits wird ebenfalls mit der Positivphase der NAO argumentiert, die auch im zentralen Mittelmeerraum verstärkten Hochdruckeinfluss hervorruft (Brunetti et al. 2001, Türkeş & Erlat 2005). Andererseits werden, z.B. für den Abwärtstrend im griechischen Winterniederschlag, auch zentraleuropäische Blockingsituationen mit verstärkten Einfluss von Kontinentalwindkomponenten verantwortlich gemacht (Dünkeloh & Jacobeit 2003, Jacobeit et al. 2007). Hinsichtlich der Niederschlagsentwicklung des Ostmittelmeerraums variieren die Aussagen regionalspezifisch: in Jordanien werden im ausgehenden zwanzigsten Jahrhundert keine signifikanten Trends im Niederschlag gefunden (Freiwan & Kadioğlu 2008). Für Stationen in Syrien, Libyen und Israel hingegen können zwischen 1950 und 1990 signifikante Niederschlagsrückgänge beobachtet werden (Alpert et al. 2004). Die Autoren machen dafür eine

gesteigerte Auftretshäufigkeit des (*nicht-aktiven*) *Red Sea Troughs* (vgl. Kap. 3.1.3) und ein rückläufiges Auftreten des Zyperntiefs verantwortlich. Die Langfrist-Niederschlagsvariabilität des Südwest- bzw. südlich zentralen Mittelmeerraums ist weniger gut untersucht: Hulme et al. (2001) stellen einen moderaten Abwärtstrend im Jahresniederschlag des mittelmeerküstennahen Nordwestafrikas, Marokko und Tunesien, für das zwanzigste Jahrhundert fest. Die Karten von Nicholson (2001) zeigen negative dekadische Niederschlagsabweichungen für den Großteil der nordafrikanischen Mittelmeerküste im Westen und Osten seit ca. den 1980ern auf. Beide Studien fokussieren aber eigentlich die afrikanischen Monsunregionen, so dass nicht genauer auf die Hintergründe für die mediterranen Niederschlagstrends eingegangen wird. Wird die langfristige Niederschlagsentwicklung im Mittelmeerraum im Kontext von dekadischen Schwankungen der großskaligen Zirkulation diskutiert, dann wird die Langfristvariabilität der Nordatlantischen Oszillation als eine entscheidende Größe nicht nur für die westlichen, sondern auch für die zentrale und nordöstliche Mediterranregion gehandelt.

Bedeutsamer für die anschließende Ergebnisinterpretation ist die Kenntnis der Zirkulationsdynamik, die sich in der interannuellen mediterranen Niederschlagsvariabilität abzeichnet. Für gefundene Telekonnektionsmuster muss der physikalische Wirkungszusammenhang zum mediterranen Niederschlag hergestellt werden. Das schließt neben Mechanismen des Signaltransports (aus und über Fernkopplungszentren), die zirkulationsdynamischen Prozesse vor Ort ein, die sich in der Ausprägung der sogenannten Primär- oder Nahkopplungszentren (Philipp 2003) ausdrücken. Primärkopplungszentren über dem Mittelmeerraum spiegeln einerseits sowohl die interannuelle Aktivität in den verorteten Zykloneseregionen als auch die Frequentierung der zugehörigen Hauptzugbahnen wieder; Andererseits, und gleichzeitig im Zusammenhang damit, markieren sie die räumliche Ausdehnung und Intensität der subtropisch-randtropischen Hochdruckzellen. Zunächst werden im folgenden Kapitel die wichtigsten mediterranen Zykloneseregionen und -mechanismen herausgestellt. Die Variabilität der Hochdruckregionen muss im Zusammenhang mit der übergreifenden großskaligen Zirkulationsdynamik diskutiert werden und erfolgt deshalb in Kapitel 3.3.

3.1.3 Niederschlagsgenerierende Prozesse im Zusammenhang mit der großskaligen Zirkulationsdynamik

Die Niederschlagsaktivität der mediterranen Hauptregenzeit ist, wie bereits erwähnt, maßgeblich an die großskalige Zirkulationsdynamik der außertropischen Westdrift über dem Nordatlantik und Zentraleuropa gekoppelt. Im Zusammenhang damit sorgen sowohl allochthone als auch autochthone Zykloneseprozesse für Niederschlag in der Mediterranregion.

Stellvertretend für erstgenannte kann das Eindringen atlantischer Frontalzyklonen in den Mittelmeerraum über die Straße von Gibraltar oder die Garonne-Carcassonne-Senke genannt werden. Die synoptisch-skaligen Tiefdrucksysteme werden dort häufig durch die vergleichsweise warmen Lufttemperaturen über der Meeresoberfläche reaktiviert. Barry & Chorley (2003) führen ca. 9 % der gesamten mediterranen Zyklogeneaktivität auf solche allochthonen Zyklonen zurück. Für die autochthone Zyklogene, die 91% der Zyklonalaktivität im Mittelmeerraum verantwortet, ist die Etablierung der Mediterranen Front über dem Mittelmeergebiet zwischen Herbst und Frühjahr von Bedeutung (Barry & Chorley 2003). Sie markiert die Grenze zwischen kalten außertropischen und wärmeren mediterranen/nordafrikanischen Luftmassen und kennzeichnet die einstrahlungsbedingte Verstärkung und Südwärtsverlagerung der außertropischen Westdrift im nordhemisphärischen Winterhalbjahr.

Auf im Wesentlichen zwei unterschiedliche Mechanismen können die autochthonen zyklogenetischen Prozesse in ihrem Einzugsbereich zurückgeführt werden: erstens werden die großen Gebirgskörper nördlich des Mittelmeeres verstärkt aus nord- bis nordwestlicher Richtung angeströmt - entweder auf der Rückseite von Kaltfronten wandernder synoptischer Mittelbreitensysteme oder unter weit nach Süden ausgreifenden Höhenträgen (Trigo et al. 2002a). Das führt zur Entstehung von Sekundärtrögen im Gebirgslee und zur Ausbildung zahlreicher Zyklogene-seregionen über dem nördlichen Mittelmeer, mit dem Golf von Genua als die Bedeutsamste. Zweitens bewirkt die einhergehende Kaltluftadvektion das Aufeinandertreffen unterschiedlich temperierter Luftmassen. Daraus resultieren ausgedehnte Regionen barokliner Instabilität, verbunden mit thermischer Labilisierung der unteren Troposphärenschichten. Diesem Effekt ist vor allem für den zentralen und östlichen Mediterranraum große Bedeutung beizumessen, da dort die Meeresoberflächentemperaturen vergleichsweise hoch sind. Generell wird das Zusammenwirken beider Prozesse postuliert: Trigo et al. (2002a) beispielsweise führen als (winterliche) Entstehungsursachen für das Zyperntief sowohl Leeeffekte am Pontischen Gebirge als auch baroklin-instabile Zonen über dem südöstlichen Mittelmeer an.

Eine völlig trennscharfe Diskussion, die auf die Differenzierung der Hauptentstehungsursachen der Zyklonenbildung abhebt, kann auf Basis des aktuellen Kenntnisstands nicht geführt werden. Unbestritten hingegen ist, dass die Genese der Mittelmeertiefs häufig auf die Ausbildung von Sekundärzentren im komplexen Wirkungsbereich übergreifender außertropischer Tiefdrucksysteme zurückzuführen ist (Trigo et al. 2002a). Insofern liefert die Abgrenzung zu denselben die charakteristischen Merkmale für die Mehrzahl der mediterranen Tiefs: während atlantische Frontensysteme einen Radius von 1000-2000 km erreichen können und im Mittel eine Lebensdauer von 3-3.5 Tagen aufweisen, beschränkt sich die radiale Ausdehnung mediterraner Zyklonen häufig auf unter 550 km und auf einen ca. 2 Tage kürzeren Lebenszyklus (Trigo et al. 1999).

Die mediterranen Tiefdruckgebiete finden ihren Ursprung in zahlreichen Bildungsregionen, die mehrheitlich über dem nordwestlichen Mittelmeer liegen. Sie können wie folgt gruppiert werden: die Balearen, der Genuagolf, der Golf von Lion, die nördliche Adria und die Südspitze Italiens lassen sich zum nordwestmediterranen Bildungsgebiet zusammenfassen (Trigo et al. 1999, Weischet & Endlicher 2000). Davon können die Ägäis und Zypern als zentral- und ostmediterrane Zykloneseregion abgegrenzt werden. An der nordafrikanischen Küste ist ein südwestliches Bildungszentrum im Atlas-Lee verankert. Im südlich-zentralen und südöstlichen Küstenabschnitt manifestieren sich die Auswirkungen tropisch-außertropischer Wechselwirkungen, wie z.B. von Wolkenbändern (Flohn 1975) und des *Red Sea Troughs* (Krichak et al. 1997a,b). Das nordwestmediterrane Zyklonesegebiet kann als ganzjährig aktive Region bezeichnet werden (Trigo et al. 1999)⁴. Die Lage im Pyrenäen-, Alpen-, Dinariden- und Appenin-Lee gilt als eine der wesentlichen Ursachen für die Zyklonesese über dem nordwestlichen Mittelmeer. Herauszuheben ist die Rolle des Genuagolfs, über dem annähernd 70 % aller Mittelmeertiefs entstehen - in erster Linie als Folge von Leetrögen auf der Alpensüdseite (Buzzi & Tibaldi 1978). Die winterliche Hauptzugroute sämtlicher nordwest- und nördlich-zentraler Tiefdruckgebiete verläuft am Nordrand des Mittelmeeres, entlang des stärksten thermischen Land-Meerkontrasts (Alpert et al. 1990a). Die mediterranen Tiefs verlassen den Mittelmeerraum zumeist auf drei Pfaden: entweder nach Osten über die Ägäis in Richtung Schwarzes Meer, nach Südosten entlang der albanisch-griechischen Küste über den östlich-/südöstlichen Mittelmeerraum (Ghaza Tiefs) oder nach Nordosten über Italien/Kroatien und das Ungarische Becken (Alpert et al. 1990b).

Über der Ägäis ist die zyklonale Hauptaktivität ebenfalls im Winter und Frühjahr zu beobachten (Trigo et al. 1999). Trigo et al. (2002a) sprechen im Zusammenhang mit der zentralmediterranen Zyklonesese davon, dass häufig zwei barometrische Minima, über der Ägäis und über dem Ionischen Meer, auftreten. Die Autoren heben die Bedeutung der Leezyklonesese an den Dinariden hervor, halten sie aber für weniger ausschlaggebend als im Falle der Genuazyklonesese. Andere Publikationen, wie beispielsweise von Prezerakos & Flocas (1996) lassen Lee-Effekte außer Acht und machen die verstärkte barokline Instabilität über dem Ionischen Meer/Griechenland für die Ägäiszyklonesese verantwortlich. Trigo et al. (2002a) lokalisieren die baroklin-instabile Zone in der gesamten Troposphäre zwischen Balkan und Anatolischem Hochland in südwest-/nordöstlicher Ausrichtung. Diese Zone benennen sie als Ursache für die Hauptzugrichtung der Ägäistiefs in Richtung Schwarzes Meer. Daneben existiert, das wurde bei den Zugrouten der

⁴Es ist notwendig, darauf verweisen Trigo et al. (2002a), zwischen maximaler Auftrittshäufigkeit und maximaler Intensität der mediterranen Tiefdruckgebiete zu unterscheiden: Genuazyklonen beispielsweise treten am häufigsten im Sommer auf. Sie sind aber bei Weitem schwächer und kurzlebiger als die winterlichen Tiefs.

nordwestmediterranen Tiefs bereits genannt, ein südöstlicher Zugpfad über Israel und den östlichen Mittelmeerraum.

Im dominanten Bildungsgebiet des östlichen Mittelmeerraumes entsteht das sogenannte Zyperntief. Im Winter und Frühjahr bildet sich ein starker Temperaturkontrast zwischen kalten Luftmassen über dem anatolischen Hochland bzw. dem Taurusgebirge und warmen über dem angrenzenden östlichen Mittelmeer aus. Shay-El & Alpert (1991) sehen darin die Ursache für die Zypern-Tiefentstehung. Die Autoren verweisen außerdem auf die ungeklärte Rolle eines möglicherweise intensiver ausgeprägten Subtropenjets. Für die interannuelle Niederschlagsvariabilität des östlichen Mittelmeerraums im Winter erscheint das Zypern-Tief als die entscheidende Größe: Ziv et al. (2006) beispielsweise stellen fest, dass feuchte Winter in Israel mit verstärkten Zyklongenese über Zypern einhergehen. Saaroni et al. (2009) können mit den von Jahr-zu-Jahr-Schwankungen der Anzahl an Zypern-Tiefs mehr als 50% der Variabilität des israelischen Winter-Niederschlags (November-März) erklären. Die sommerliche Verstärkung des Zyperntiefs resultiert aus der Westausdehnung des Persischen Monsuntroges. Die gemessenen, barometrischen Minima sind dann aber (weitestgehend) niederschlagsunwirksam, da hochreichende Konvektion durch überlagernde, subsidente Luftmassenbewegungen in den subtropischen Hochdruckzellen verhindert wird (Alpert et al. 1990b). Die winterlichen Hauptzugbahnen entsprechen den bereits genannten der nordwest- und nördlich-zentralen Mittelmeertiefs. Das flache Sommer-Hitzetief hingegen liegt nahezu stationär über Zypern.

Der südwestliche Mittelmeerraum fällt insbesondere im Frühjahr durch gesteigerte Zyklonenaktivität auf. Im Atlas-Lee formiert sich dann zwischen Mai und Juni (Trigo et al. 1999) gehäuft die Sharav-Zyklone, die auch als Sahara- oder Khamsin-Depression bezeichnet wird. Alpert & Ziv (1989) benennen die Südwärtsverlagerung des stärksten Land-Meer-Temperaturkontrasts von der nördlichen an die südliche Mittelmeerküste als Hauptentstehungsursache dieses Tiefdrucksystems: zwischen der kühlen Mittelmeerluft und den bereits erhitzten Saharaluftmassen bildet sich eine baroklin-instabile Region durch die gesamte Troposphäre hindurch aus. Die West-Ostausrichtung dieser Zone definiert die Passage der schnell wandernden Zyklone entlang der nordafrikanischen Küste im Winter und Frühjahr (Alpert et al. 1990b). Dann beeinflusst sie auch die Niederschlagsvariabilität des östlichen Mittelmeerraums. Im Spätfrühjahr, bei häufig meridionalisierten Strömungskonfigurationen, zieht sie verstärkt auf das Mittelmeer hinaus und in den westlichen und zentralen Mittelmeerraum (Alpert et al. 1990a).

Die Iberische Halbinsel wird bei Trigo et al. (1999) als sommerliche Bildungsregion bevorzugt für konvektive Hitzetiefs angeführt. Ähnlich wie beim Zyperntief im Sommer resultiert aus

der einstrahlungsbedingten Konvektion die Entstehung einer stationären Tiefdruckregion über Iberien. Vor allem an den Küsten Portugals und Spaniens können die etablierten Land-See-Windzirkulationssysteme in Verbindung mit Feuchtetransport aufs Land lokal Stürme verursachen (Millaán et al. 2005). Genau wie im östlichen Mittelmeerraum verhindert aber die Luftmassensubsidenz, hier im östlichen Azorenhochausläufer und im Einzugsbereich des Sahara-Hochs, hochreichende Konvektion.

Zuletzt sind die Zirkulationssituationen ins Auge zu fassen, die tropisch-außertropische Wechselwirkungen widerspiegeln: der *Red Sea trough* und *Tropical Plumes*. Der *Red Sea trough* (RST), der Name deutet bereits darauf hin, ist ein bodennaher Tiefdrucktrog, der sich in der nordafrikanischen östlichen Monunströmung entwickelt und der sich über das Rote Meer bis in den östlichen Mittelmeerraum hinein erstreckt (Krichak et al. 1997a,b). Lee-Zyklogenese am Hochland von Äthiopien bzw. Asirs, ausgelöst in der hochtroposphärischen Westströmung des Subtropen-Jets (STJ), gilt als Ursache für die Entstehung des niedertroposphärischen Troges (Krichak et al. 1997a). Notwendige Bildungsbedingung sind laut Krichak et al. (1997a) ausreichend starke Höhenwestwinde. Diese Bedingung ist in den Übergangsjahreszeiten erfüllt, wenn die Kernregionen des Subtropenjets, Bereiche maximaler Windgeschwindigkeiten, über dem östlichen Mittelmeerraum und dem Roten Meer liegen. Analog dazu werden die Auftrittsspitzen des RSTs im Oktober, November, Dezember und April verzeichnet (Tsvieli & Zangvil 2007). Zu unterscheiden sind „aktive“ und „nicht-aktive“ Trogsituationen: während aktive RSTs häufig mit Starkniederschlägen und Überschwemmungen einhergehen (Kahana et al. 2002), sind nicht-aktive Trogsituationen auf Grund der Südwestwindströmung mit trocken-heißen Bedingungen verbunden. Die nicht-aktiven RSTs treten etwa fünf mal häufiger auf als die aktiven (?). Im Gegensatz zur zonal ausgerichteten Höhenströmung während einer nicht-aktiven Trogsituation werden die aktiven RSTs im 500 hPa-Niveau von einem weit nach Süden ausgreifenden Höhentrog über dem Schwarzmeer begleitet (ebd.). Die überaus starken Hebungstendenzen können dazu führen, dass in der mittleren Troposphäre Feuchte aus dem äquatorialen Afrika oder vom Indischen Ozean über tausende von Kilometern in den östlichen Mittelmeerraum hineintransportiert wird. So erklären sich die hohen Intensitäten der Niederschlagsereignisse oder Stürme, die im Zuge aktiver Trogsituationen entstehen können (Saaroni et al. 1998, Dayan et al. 2001, Ziv et al. 2005).

Ein weiteres Strömungsmuster, bei dem tropische und außertropische Zirkulationsglieder interagieren und das zu Extremniederschlägen im subtropischen Westnordafrika und dem südlichen Mittelmeerraum führen kann, sind die sogenannten *Tropical Plumes* (Mc Guirk et al. 1988). Bereits Flohn (1975) beschrieb, dass als Ursache für solche Wechselbeziehungen „weit zurückhängende, verlängerte Tröge aus den mittleren Breiten“ (ebd. S.22) angesehen werden können.

Diese bis in ca. 5° N-10° N (Thepenier & Cruette 1981) ausgreifenden Tröge der Westdrift überlagern die tropische Ostströmung und darin eingelagert Wellenstörungen, wie z.B. *African Easterly Waves*. Die tropische Konvektion an der Trogvorderseite wird durch den in der Höhe eingelagerten STJ-Ast dynamisch verstärkt, was zu Feuchteanreicherung primär in den mittleren Troposphärenschichten führt (Mc Guirk et al. 1988). Die atmosphärische Feuchte wird durch die ebenfalls intensivierte Südwestströmung im Einzugsbereich des Subtropenjets über tausende von Kilometern in Richtung Subtropen transportiert (Ziv 2001), ein *Tropical Plume* entsteht. Verschmilzt der *Tropical Plume* in den Außer- bzw. Subtropen mit einem Mittelbreitentrog, kann das u. a. über dem Mittelmeerraum Extremniederschlagsereignisse auslösen. Vor allem im Südostmittelmeerraum (Dayan & Abramski 1983, Ziv 2001) und in Nordwestafrika (Knippertz et al. 2003) werden Starkniederschläge auf dieses Zirkulationsmuster zurückgeführt, wenngleich eine systematische Betrachtung dieser Phänomene auf Grund der mangelnden Datenlage aussteht.

Neben der Betrachtung der synoptisch-skaligen Bedingungen, die das Niederschlagsgeschehen im Mittelmeerraum beschreiben, muss die Zirkulationsdynamik des gewählten übergreifenden Untersuchungsgebietes diskutiert werden. Nur so können mögliche Signalquellen für die fokussierten Einflußgrößen Indiensommermonsun, Westafrikasommermonsun und ENSO sowie Wege des Signaltransports aus den Einzugsgebieten in den Mittelmeerraum hinein verstanden werden und die Ergebnisse an späterer Stelle adäquat eingeordnet werden.

3.2 Das Untersuchungsgebiet der atmosphärischen Zirkulation

3.2.1 Gebietsabgrenzung

Die Zielstellung dieser Arbeit, tropische Einflussgrößen auf die mediterrane Niederschlagsvariabilität aufzudecken, gibt einen groben Rahmen für die Begrenzung des übergreifenden zirkulationsdynamischen Untersuchungsraumes vor. Die Aktionsräume der fokussierten tropischen Zirkulationsphänomene, des indischen und westafrikanischen Sommermonsuns und der *El Niño-Southern Oscillation*, sollen räumlich soweit eingeschlossen sein, dass deren Signale ausreichend erfasst werden können. Erstens, um durch die Integration der „Signalquellen“, in denen sich die interannuelle Variabilität der tropischen Zirkulationsmechanismen am stärksten manifestiert, stärkere Zusammenhänge zum mediterranen Niederschlag herausstellen zu können; und zweitens, um gefundene Telekonnektionsmuster in einem übergeordneten räumlichen Kontext und vor allem im Bezug auf die betrachteten tropischen Einflussgrößen hin diskutieren zu können.

Die Erstreckung des Untersuchungsgebiets darf gleichzeitig aber nicht zu weitläufig sein, da sich mit der räumlichen Ausdehnung die Gesamtvarianz des Zirkulationsfeldes erhöht. Gemeinsame Variabilitätsanteile zwischen Niederschlag und anderen als anvisierten Zirkulationsgliedern können als Störgrößen wirken und verhindern, dass die erwartungsgemäß schwächeren Kopplungen mit der tropischen Zirkulation hervortreten. Philipp (2003) beschreibt beispielsweise für die Anwendung kovariater Methoden (Kanonische Korrelationsanalyse) eine zu hohe Gesamtvariabilität des Zirkulationsfeldes als hinderlich für die Extraktion von bedeutungstragenden Niederschlagstelekonnektionen.

So wurde entschieden, die Gebietsgrenzen so eng wie möglich zu stecken: es werden die indische und nordwestafrikanische Monsunregion vollständig eingeschlossen, nicht aber der gesamte Wirkungsbereich der *El Niño-Southern Oscillation*. Die West-Osterstreckung des Untersuchungsgebietes von 90° W bis 150° O erfasst zwar nicht die zentralpazifische Region der Konvektionsanomalien bei El Niño-Ereignissen, dennoch aber die west- und ostpazifischen Konvektions- und Subsidenzregionen der pazifischen Oszillation an den Rändern. Die Südgrenze des Untersuchungsgebietes liegt mit 20° S nahe der strahlungsklimatologisch definierten südhemisphärischen Begrenzung der Tropen (23.5° S). Die Nordgrenze wird bei 70° N gezogen, da der Nordatlantik mit dem Zirkulationsgeschehen der außertropischen Westdrift einen bekanntermaßen hohen Einfluss auf das Mittelmeerklima im Winter und den Übergangsjahreszeiten nimmt.

3.2.2 Die jahreszeitlich differenzierte Zirkulationsdynamik

Im Folgenden wird die jahreszeitlich differenzierte Zirkulationsdynamik im genannten Untersuchungsausschnitt an Hand der Abbildungen 3.3, 3.4 und 3.5 charakterisiert. Dabei wird ausschließlich auf die Zirkulationsvariabilität Bezug genommen, die für die Fragestellung dieser Arbeit bedeutsam ist. Ergänzend dazu wird knapp der in der Fachliteratur diskutierte Kenntnisstand zur Entstehung des indischen und westafrikanischen Sommermonsuns zusammengefasst und die wesentlichen Positionen zur Entwicklung der *El Niño-Southern Oscillation* werden angeführt.

Die genannten Abbildungen zeigen die Mittelwertsklimatologie (1951-1999) der geopotentiellen Höhen (Farbe) und des Windfelds (Pfeile) der hohen (250 hPa, Abb. 3.3), mittleren (500 hPa, Abb. 3.4) und niedrigen (1000 hPa, Abb. 3.5) Troposphärenniveaus jeweils in den Zentralmonaten der vier Jahreszeiten (Januar, April, Juli und Oktober). Im jahreszeitlich differenzierten Zirkulationsgeschehen sticht die Abschwächung der außertropischen Westdrift über dem zentralen Nordatlantik zwischen Januar und Juli ins Auge (Abb. 3.3 und Abb. 3.4a, c). Die Zyklonalaktivität im Islandtief - im Winter als west-östlich ausgerichtete Tiefdruckregion südlich von Grönland dunkelblau markiert (z.B. Abb. 3.5a) - ist im Sommer auf ihr Minimum reduziert - Folge des geringeren Temperatur- und Druckgradienten zwischen Äquator und Nordpol. Der Mittelmeerraum liegt im Winter, auch das wird ersichtlich, im Einzugsbereich der außertropischen Westdrift. Im Windfeld zeichnet sich zwischen Genuagolf und der ostmediterranen Küste die erwähnte Mediterrane Front ab (Abb. 3.5a) - Ausdruck für die meisten der, in Kapitel 3.1.3 zusammengefassten, zyklogenetischen Prozesse.

Im Sommer hingegen sind über dem Ionischen Meer, der Ägäis und dem östlichen Mittelmeer die Etesien als Nordströmung zwischen Azorenhoch und Persientrog ausgebildet. Gleichzeitig ist das Azorenhoch deutlich verstärkt und, auf Grund der kürzeren Wellenlängen der Höhenströmung, stärker auf den Atlantik beschränkt (Abb. 3.5c). Das bodennahe Windfeld zeigt antizyklonale Verhältnisse über der westlichen Mediterranregion, Iberien und dem westlichen Maghreb an. Im zugehörigen Luftdruckfeld ist nur der nordöstliche, nicht aber der südöstliche Ast der Hochdruckzelle, das sogenannte Libyenhoch, erkennbar. Im 500 hPa-Niveau tritt an dieser Stelle der Nordrand des mitteltroposphärischen Sahara-Hochs hervor (Abb. 3.3a), das in Kapitel 3.2.2 im Zusammenhang mit dem Westafrikamonsun genauer erläutert wird.

Das Höhenluftdruckfeld der Übergangsjahreszeiten markiert die einstrahlungsbedingte Zunahme bzw. Abnahme des Hochdrucks über den Tropen und Subtropen zwischen

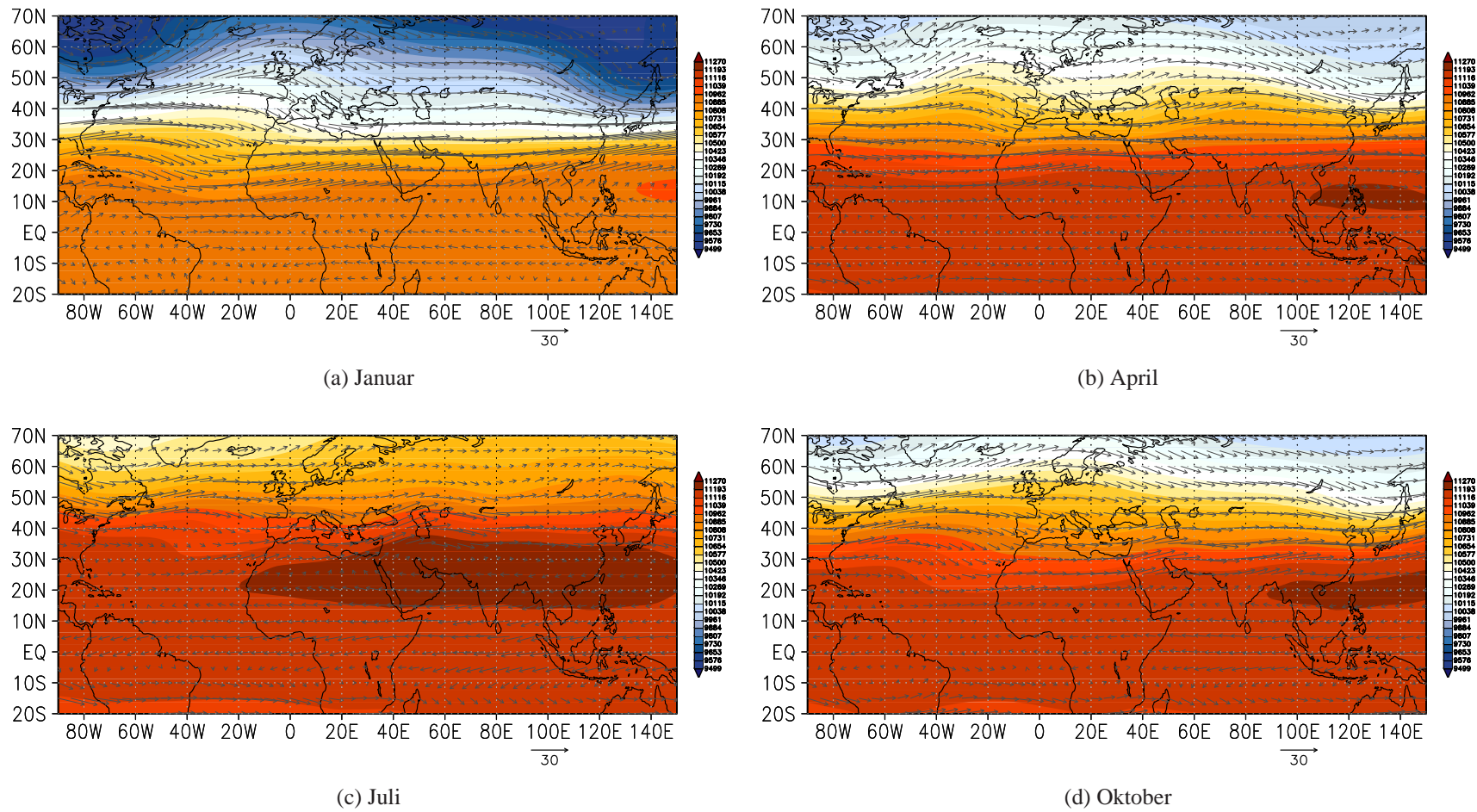


Abb. 3.3: Mittelwertklimatologie (1951-1999) der geopotentiellen Höhen des 250 hPa-Niveaus (Farbe) und des Windes (Vektoren) im zirkulationsdynamischen Untersuchungsgebiet im Januar (a), April (b), Juli (c) und Oktober (d).

Sommermaximum und Winterminimum (Abb. 3.3a, c). Umgekehrt lässt sich im Windfeld wie beispielsweise über dem nordafrikanischen Kontinent die Abschwächung bzw. Beschleunigung der Windgeschwindigkeiten der Höhenwestdrift feststellen, mit Geschwindigkeitsspitzen im Winter und minimalen Intensitäten im Sommer. Ebenfalls gut im Höhenzirkulationsfeld über Nordwestafrika zu erkennen, ist die sonnenzenitstandsbedingte Süd- bzw. Nordwärtsverlagerung der außertropischen Westwindzone und der tropischen Monsunzirkulation zwischen Winter und Sommer (Abb. 3.3a, c). Damit geht das Markenzeichen der Monsunzirkulationen einher, der Wechsel der bodennahen Hauptwindrichtung von Nordost nach Südwest. Diese Umstellung vollzieht sich in der weltweit größten Ausdehnung im indischen Monsungeschehen.

Der Indiensommermonsun (ISM)

In der Fachliteratur wird die Umschreibung dieses charakteristischen, monsunalen Jahresgangs sehr pragmatisch gehandelt: Webster et al. (1998) beispielsweise sprechen beim Asienmonsun von einer winterlichen *dry phase* zwischen November und April und einer sommerlichen *wet phase* zwischen Mai und Oktober. Die *wet phase* oder sommerliche Regenzeit beschert den nordhemisphärischen Monsunregionen den Hauptanteil ihrer durchschnittlichen Jahresniederschlagssummen: Indien beispielsweise bezieht mehr als zwei Drittel, nämlich 78%, seiner durchschnittlichen Jahresniederschlagsmenge zwischen Juni und September (Wang 2006, S.234). Orographisch induzierte Steigungsregen an den Küstenrandgebirgen des indischen Subkontinents sind nur eine Spielart aus einer Vielzahl an niederschlagsgenerierenden Prozessen im indischen Monsungeschehen, die auf nahezu allen Skalen zwischen lokal und synoptisch anzusiedeln sind. Hier sollen nur die wesentlichen synoptisch-skaligen Wetterphänomene, die sowohl für das Einsetzen und den Rückzug der Sommerregen als auch für die Niederschlagsverteilung auf dem indischen Kontinent im Hochsommer verantwortlich sind, genannt sein.

Abbildung 3.5c lässt im Julimittel den sogenannten Monsuntrog, die Vertiefung des persisch-arabischen Hitzetiefs, mit der größten Intensität über Nordostindien, hervortreten. Im begleitenden Windfeld symbolisieren die kurzen Windvektoren zwischen 40° O und 80° O geringe Windgeschwindigkeiten und kennzeichnen die mittlere Lage der Zyklonalaktivitäten im Monsuntrog. Hierzu sind z.B. die *monsoon depressions* (Wang 2006) zu zählen - synoptisch-skalige Tiefdrucksysteme, die sich vorzugsweise über dem warmen nördlichen und zentralen Bengalgolf bilden. Sie ziehen häufig entlang des Gangestals nordwestwärts über den nördlichen indischen Subkontinent und gelten als Hauptniederschlagsursache für die Bengalgolfregion und das Gangesdelta (Barry & Chorley 2003).

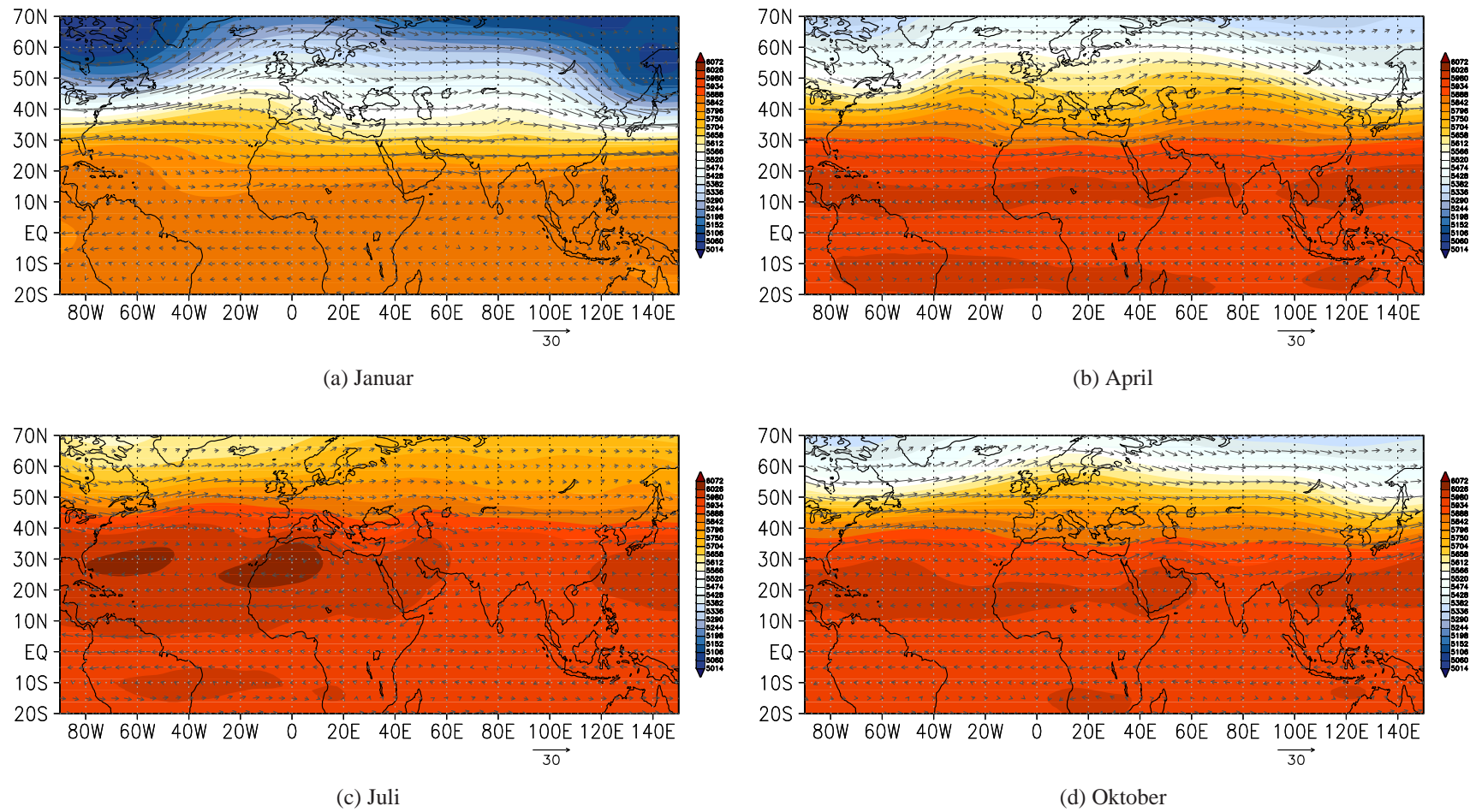


Abb. 3.4: Mittelwertsklimatologie (1951-1999) der geopotentiellen Höhen des 500 hPa-Niveaus (Farbe) und des Windes (Vektoren) im zirkulationsdynamischen Untersuchungsgebiet im Januar (a), April (b), Juli (c) und Oktober (d).

Viele dieser Systeme mit einer Lebensdauer von drei bis sieben Tagen schwächen sich bereits nach 500 bis 1000 gewanderten Kilometern über Land ab, einige werden im Westen durch die feuchten Luftmassen, die vom Arabischen Meer heranziehen, erneuert. Nach der gängigen Lehrmeinung bilden sich *monsoon depressions* ca. ein- bis zweimal im Monat im Zusammenhang mit Wellenstörungen im hochtroposphärischen *Tropical Easterly Jet* (TEJ) (Barry & Chorley 2003).

Die Ausbildung dieses Starkwindbandes resultiert aus dem Temperatur- und Luftdruckgradienten zwischen der Tibethöhenantizyklone und der kälteren Hochtroposphäre über dem tropischen Indik. Die induzierte thermische (nördliche) Ausgleichsströmung wird durch die äquatorwärtige Abnahme des Coriolisparameters zur isobarenparallelen Ostströmung beschleunigt. Intensität und Lage des TEJ variieren demnach in Abhängigkeit des Höhenhochs über Tibet⁵.

Zwischen ca. 5° N und 10° N erstreckt sich der Jetstream im Mittel bis an die Westküste des nordafrikanischen Kontinents (lange Windvektoren in Abb. 3.3c). Im Einzugsgebiet des Strahlstroms etablieren sich ageostrophische Strömungskomponenten in der hohen Troposphäre: auf der Nordseite der Eintrittsregion (= *entrance region*) des Jets über dem Bengalischen Golf und dem Philippinischen Meer, führt die Beschleunigung von Luftmassenpaketen zu Höhendivergenzen. In Folge dessen wird die Konvektion im Monsuntrog durch die Entwicklung von meso- und synoptisch-skaligen Systemen dynamisch verstärkt. Auf der Nordseite der Austrittsregion (= *exit region*) oder des Jet-Deltas hingegen bedingen Höhenkonvergenzen die Subsidenz von Luftmassen über Nordafrika. Die Ausbildung des afrikanisch-asiatischen Wüstengürtels wird dadurch maßgeblich gefördert. Darüber hinaus wird das indische mit dem afrikanischen Monsungeschehen und nicht zuletzt mit der Klimavariabilität des Mittelmeerraums verknüpft.

Bevor diese Zusammenhänge in Kapitel 3.3 vertieft werden, sollen die wesentlichen Züge des indischen Monsungeschehens abgehandelt sein. Auch im Bodenniveau ist ein Starkwindband von Bedeutung, der Findlater-Jet (Findlater 1966, 1967, 1969), der auf Abbildung 3.5c durch die langen Windvektoren entlang der ostafrikanischen und arabischen Küste auszumachen ist. Das 200-400 km breite bodennahe Starkwindband ist Ausdruck für die Organisation der niedertroposphärischen Südwestmonsunströmung, die die südhemisphärische Maskarenenantizyklone als Südostströmung verlässt und im Zuge des Äquatorübertritts coriolisparameterbedingt die Strömungsrichtung ändert. Der Findlater-Jet zeichnet nicht nur für den Großteil des Feuchtetransports auf den indischen Subkontinent hinein verantwortlich; er spielt außerdem eine entscheidende Rolle für das Einsetzen der indischen Monsunregen, indem er die Ausbildung einer

⁵Die Genese dieser Höhenantizyklone wird diskutiert als das Resultat sowohl der direkten einstrahlungsbedingten Erwärmung des Hochplateaus als auch des Freiwerdens latenter Wärmeenergie in Folge der starken konvektiven Monsunniederschläge über Südostasien (Barry & Chorley 2003, Wang 2006).

niederschlagswirksamen Scherungszone in der mittleren Troposphäre zwischen Arabischem Meer und Bengalgolf verursacht (Wang 2006). Im Zusammenspiel mit der Orographie der Westghats können sich in dieser Strömung außerdem kurzlebige *Offshore*-Wirbel (Wang 2006) bilden, die die Niederschlagsverteilung an der indischen Westküste maßgeblich beeinflussen. Zuletzt ist auf die zahlreichen Wechselwirkungen zwischen der außertropischen Zirkulationsdynamik der Mittelbreiten und der tropischen Monsunzirkulation zu verweisen. Die *monsoon breaks* sollen als der wohl bekannteste Vertreter dieses Zusammenspiels angeführt sein. Sie resultieren aus einer nördlichen Lageanomalie des Monsuntroges am Fuße des Himalaja, der auf den Einfluss stark südwärtig ausgeweiteter Tröge der außertropischen Westdrift zurückgeführt wird.

Mit der Überleitung zur außertropischen Westdrift rückt gleichzeitig die Umstellung von der Sommer- auf die Wintermonsunzirkulation in den Mittelpunkt: analog zur sonnenstandsbedingten Abschwächung des kontinentalen Hitztiefs und dem südwärtigen Rückzug der Inner-tropischen Konvergenzzone (ITCZ, vgl. Abb. 3.5 d) expandiert die außertropische Westdrift nach Süden. Die hochtroposphärische Ostströmung über Nordindien wird abgelöst durch die Reinitialisierung des südlichen STJ-Astes südlich des Tibethöhenplateaus. In Abbildung 3.3d, dem Oktobermittel des 250 hPa-Zirkulationsfelds, indizieren die Windvektoren über Indien bei ca 20° N nun eine Westströmung im Gegensatz zur Ostströmung im Julimitte (Abb. 3.3c). Im Bodenniveau schwächt sich der Finklatter-Jet ab. Gleichzeitig stellt sich über dem asiatischen Kontinent die Ausbildung des asiatischen Kältehochs in der Niedertroposphäre ein (Abb. 3.5d), das sich im fortschreitenden Winter intensiviert. Im Januarmitte des 1000 hPa-Niveaus ist dann über dem Arabischen Meer die Nordostströmung des Wintermonsuns erkennbar, mit der, wie bereits erwähnt, die *dry phase* des Asiatischen Monsungeschehens einhergeht (Abb. 3.5a). Dieser jahreszeitliche Windrichtungswechsel, der sich in den unteren und oberen Troposphärenschichten vollzieht und der vom Einsetzen und dem Rückzug der Sommerregen begleitet ist, übernimmt die Patenschaft für den Monsunbegriff (arab.: *mausim* - Jahreszeit). Im wissenschaftlichen Diskurs allerdings herrscht keine Einigkeit über die Wirkungsrichtung der Zusammenhänge, wie Barry & Chorley (2003, S.281) am Beispiel für die einsetzenden Sommerregen treffend formulieren:

„It must nevertheless be emphasised that it is still uncertain how far these changes [erg.: the onset of the southwest monsoon] are caused by events in the upper air or indeed whether the onset of the monsoon initiates a readjustment of the upper-air-circulation.”

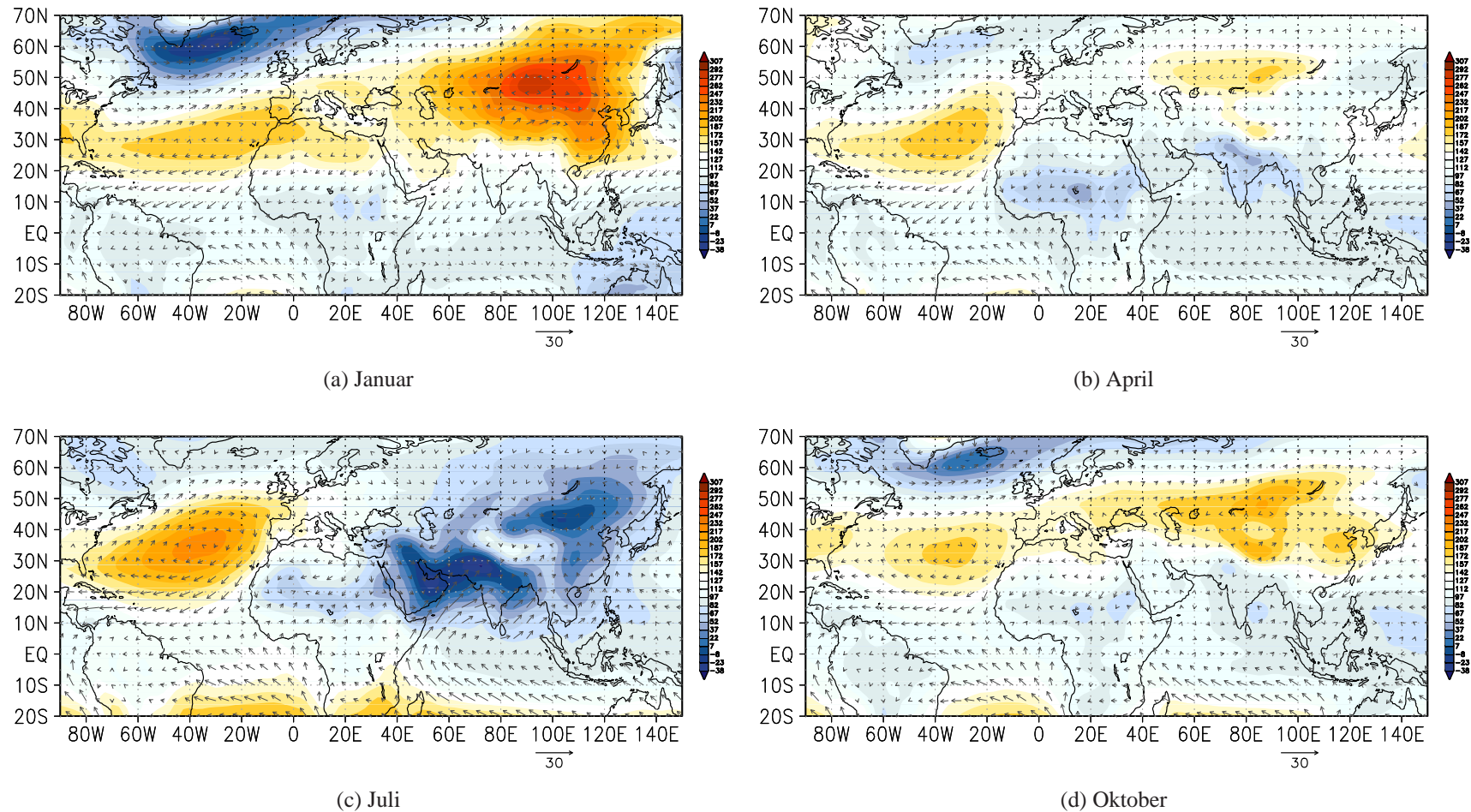


Abb. 3.5: Mittelwertsklimatologie (1951-1999) der geopotentiellen Höhen des 1000 hPa-Niveaus (Farbe) und des Windes (Vektoren) im zirkulationsdynamischen Untersuchungsgebiet im Januar (a), April (b), Juli (c) und Oktober (d).

Der Westafrikanische Sommermonsun (WASM)

Auch das westafrikanische Monsungeschehen kann ausgehend von einem sommerlichen Bodenhitzetief diskutiert werden. Dieses zeichnet sich im Julimittel des 1000 hPa-Niveaus über Nordafrika ab (s. Abb. 3.5c). In der Fachliteratur wird das thermische Druckgebilde als Sahara-Hitzetief oder westafrikanischer Monsuntrog bezeichnet und als Resultat der einstrahlungsbedingten Erwärmung der Sahara betrachtet (Thorncroft & Blackburn 1999) oder auch als die westwärtige Expansion des Persischen Monsuntroges interpretiert (Cook 1999). Über dem westafrikanischen Kontinent und der Guineaküste etabliert sich südlich des Hitzetiefs die bodennahe Südwestmonsunströmung (vgl. Abb. 3.5c). Dort wo sie über Land auf den trockenen Nordostpassat (Harmattan) trifft - in Nordwestafrika über dem nördlichen Sahel bei ca. 20° N (Nicholson 2009) - formiert sich die Innertropische Konvergenzzone.

Die ITCZ wird allerdings nicht als der wesentliche Kontrollfaktor der Monsunniederschläge in Westafrika angesehen. Vielmehr verursacht, ähnlich wie im indischen Monsunsystem, der Temperatur- und Luftdruckgradient zwischen einer Antizyklone - dem Sahara-Hoch (Koteswaram 1958) - und den angrenzenden kühleren Luftmassen über dem Guineagolf die Ausbildung eines Starkwindbandes (*African Easterly Jet*), das die sommerliche Niederschlagsvariabilität über Westafrika, vor allem im Zentral- und Südsahel zwischen ca. 15° N und 10° N, maßgeblich steuert (Nicholson 2009). Im Gegensatz zur hochtroposphärischen Indienmonsunzirkulation findet dieser Vorgang in der mittleren Troposphäre (500 hPa-600 hPa) statt. Im Julimittel des 500 hPa-Luftdruckniveaus (vgl. Abb. 3.4c) zeichnet sich das Sahara-Hoch deutlich als eines von zwei Maxima im nordhemisphärischen subtropischen Hochdruckgürtel ab. In der Hochtroposphäre (vgl. Abb. 3.3c) wird das Sahara-Hoch von der westwärtigen Erweiterung der Tibethöhenantizyklone überlagert.

Auf Flohn (1964) geht die Erkenntnis zurück, dass ageostrophische Strömungskomponenten im Delta des Tropischen Ostjets die Bildung und Aufrechterhaltung dieser hochtroposphärischen Antizyklone (300 hPa - 100 hPa) über der Sahara bedingen, an das die Subsidenz von Luftmassen über Nordafrika gekoppelt ist. Autoren jüngerer Publikationen bestärken die Flohn'sche Theorie. Rodwell & Hoskins (2001) beispielsweise attestieren Luftmassensubsidenz über dem subtropischen Ostatlantik als Folge der starken troposphärischen Erwärmung über der Asienmonsunregion. Diese Publikation wird im Zusammenhang mit den mediterranen Niederschlags-telekonnektionen später genauer erörtert. Chen (2005) wiederum sieht einen Anteil der niedertroposphärischen atlantischen Antizyklone gespeist durch absteigende Luftmassen aus einem mitteltroposphärischen Bereich divergenter Luftmassen über Nordafrika, die einerseits aus der (trockenen) Konvektion im Sahara-Hitzetief und andererseits aus der Luftmassensubsidenz in

der überlagernden Tibethöhenantizyklone resultieren. Er konstatiert, dass sich durch den oberflächennahen Druckgradienten zwischen Atlantikhoch und Sahara-Hitzetief eine west-östliche Querkirkulation einstellt - Ursache für die Entstehung und Aufrechterhaltung des Sahara-Hochs. Damit schlagen die Autoren eine Brücke zwischen Indien- und Westafrikamonsun, da die nördliche Strömungskomponente an der Südflanke der mitteltroposphärischen Antizyklone zum *African Easterly Jet* beschleunigt wird (Thorncroft & Blackburn 1999, Chen 2005) und transiente synoptisch-skalige Wellenstörungen - *African Easterly Waves* (AEWs) (Burpee 1972) - in diesem Strahlstrom ausschlaggebend für die Niederschlagsverteilung in Westafrika sind. Denn diese transportieren die dominanten konvektiven Niederschlagssysteme, *Cloud Cluster*⁶ bzw. *Squall Lines*, westwärts über den westafrikanischen Kontinent. Die mesoskaligen *Cloud Cluster*, deren Bildung im Einzugsbereich östlicher Wellenstörungen dynamisch gefördert wird, sind vor allem im Spätsommer, bei hinreichender Feuchtekongvergenz, im Sahel sehr niederschlagswirksam (Nicholson & Grist 2003). Die *African Easterly Waves* werden auch hinsichtlich der Formierung von *Squall Lines* - linienförmigen Anordnungen von Cumuluswolkentürmen bis zu 1000 km Länge - diskutiert (Reed et al. 1977). Nicht in allen fachwissenschaftlichen Studien allerdings, wie z.B. in Rowell & Milford (1993), kann die Genese der *Squall Lines* mit den östlichen Wellenstörungen in Verbindung gebracht werden. Jüngere Publikationen, z.B. Lavaysse et al. (2006), formulieren die Vermutung, dass der Zusammenhang zwischen AEWs und dem westafrikanischen Niederschlag möglicherweise nicht auf interannueller Zeitskala angesiedelt ist.

Auch wenn die genauen physikalisch-dynamischen Zusammenhänge zwischen der Wellendynamik im AEJ und der hochreichenden Cumulusbewölkung bzw. dem Niederschlagsverhalten über Westafrika nicht vollständig geklärt sind, fassen Grist (2002) folgende Erkenntnisse systematisch zusammen: ein schwacher (starker) und stärker polwärts verschobener *African Easterly Jet* sowie eine längere (kürzere) und aktivere (weniger aktive) *Easterly-Wave*-Saison mit größeren Amplituden der Wellen im 600 hPa Niveau gehen mit feuchten (trockenen) Bedingungen über Westafrika einher. Gleichzeitig herrscht eine starke (schwächere) Südwestmonsunströmung und ein starker (schwacher) *Tropical Easterly Jet* vor.

Die Rolle des hochtroposphärischen Starkwindbandes im westafrikanischen Monsungeschehen ist unklar. Nicholson et al. (2007) stellen fest, dass der TEJ über Westafrika in der Fachliteratur als passives, nicht wetterwirksames System gehandelt wird. In ihren Analysen jedoch, die auf Beobachtungsdaten und GCM-Simulationen basieren, manifestiert sich die Ausbildung von planetarskaligen östlichen Wellenstörungen auch im *Tropical Easterly Jet*. Sie betonen zwar, dass für feuchte Saheljahre die Initialisierung von Wellen im *African Easterly Jet*-Niveau der

⁶genauer: mesoskalige konvektive Wolkensysteme (engl. MCS: mesoscale convective cloud systems).

entscheidende Parameter ist. Dennoch schließen die Autoren eine Kopplung zwischen hochtroposphärischem Strahlstrom und oberflächennahem Wettergeschehen nicht aus.

Auf das Einsetzen der westafrikanischen Monsunniederschläge, das von einem abrupten „ITCZ - Sprung“ zwischen 5° N und 10° N begleitet wird, muss noch Bezug genommen werden, da dabei der Mittelmeerraum ins Zentrum der Betrachtungen rückt: Sultan & Janicot (2003) beobachten zwischen Juni und Juli in der südwestlichen Mediterranregion nördlich des Atlasgebirges einen Luftdruckanstieg, den sie auf subsidente Luftmassen sowohl aus der ITCZ-bedingten westafrikanischen Hadleyzirkulation als auch aus dem sich verstärkenden Sahara-Hitzetief zurückführen. In der von ihnen skizzierten Prozesskette wird dadurch die Nordwestströmung über den Atlas verstärkt, was wiederum die gehäufte Anregung von Leewellenträgen auf der Ostseite der Gebirgskette anregt. Diese wiederum intensivieren das Sahara-Hitzetief und damit die Südwestmonsunströmung. Der einhergehende, gesteigerte Feuchtetransport auf den westafrikanischen Kontinent trägt zur weiteren Intensivierung des Hitztiefs, zur Instabilität des *African Easterly Jets* und zur Verstärkung der regionalskaligen Monsunzirkulation und der Monsunniederschläge bei. Die ITZC rückt daraufhin nach Norden, gleichzeitig verstärkt sich das Konvektionsgebahren in der monsunalen Hadleyzelle drastisch. Über die resultierende, verstärkte Subsidenz von Luftmassen über und nördlich des Atlasgebirges etabliert sich dann ein positiver Rückkopplungsmechanismus.

Die herbstliche Südwanderung der Innertropischen Konvergenzzone hingegen verläuft ohne plötzliche Phasenübergänge. Mit der Abschwächung des Saharischen Hitzetiefs (Abb. 3.5d) verlagert sich die außertropische Westdrift nach Süden (Abb. 3.3d). Über dem nord- bzw. nordwestafrikanischen Kontinent setzt sich wieder das Nordostpassatregime des Winterhalbjahres durch.

Am rechten Rand der 1000-hPa-Niveauekarten ist ein Phänomen auszumachen, das zur Beschreibung der letzten der fokussierten tropischen Variabilitätsmodi, zur *El Niño-Southern Oscillation* überleitet: der aufsteigende Ast der indischen und pazifischen Walkerzirkulationszelle, der sich im Herbst-, Winter- und Frühjahrsmittel⁷ im Bodenluftdruckfeld zwischen 120° O und 150° O abzeichnet. Zusammen mit der Subsidenzregion vor der Küste Perus, die in den Mittelwertskarten des Luftdruckfelds nicht hervortritt, formiert sie die *Southern-Oscillation* (Walker & Bliss 1932). Sie gilt als die großräumigste Telekonnektion der Erde und gleichzeitig als der bedeutendste interannuelle Variabilitätsmodus im Hinblick auf die globale Ausprägung regionaler Wetter- und Klimaanomalien. Die ENSO wird auch im Rahmen dieser Arbeit Raum einnehmen. Deswegen wird im nächsten Unterkapitel, unter anderem mit einem Exkurs, ein Überblick

⁷Im Sommermittel undeutlich über dem südchinesischen Meer auszumachen.

über die fundamentalen wissenschaftlichen Positionen zu diesem komplexen Wirkungsgefüge gegeben. Beginn und Ende des Exkurses sind markiert, so dass die Arbeit auch ohne diese zusätzlichen Ausführungen gelesen werden kann.

Die *El Niño-Southern Oscillation* Variabilität

Der klimatologische Mittelwertszustand der *El Niño-Southern Oscillation* ist gekennzeichnet durch markante Gradienten im pazifischen Ozean-Atmosphäre-System, die in Ost-West Richtung in den Meeresoberflächentemperaturen, den Lufttemperaturen und der Meeresspiegelhöhe und in West-Ost Richtung im Luftdruckfeld und der Thermoklinentiefe ausgeprägt sind. Als Ausgangspunkt für eine prozessuale Betrachtung der Oszillation kann das Temperaturgefälle zwischen hohen Meeresoberflächentemperaturen im Westpazifik und niedrigen im Ostpazifik dienen.

Die kalten SSTs im Ostpazifik resultieren aus dem nordwärtigen Kaltwassertransport durch den Humboldtstrom und dem verstärkten Aufquellen von kaltem Tiefenwasser (*Upwelling*) vor der Westküste Südamerikas. Ursache für die Aufrechterhaltung des *Upwellings* ist der Windstress, den Südost- bzw. Ostpassate an der Ost- bzw. Nordflanke der Südpazifikantizyklone auf die Ozeanoberfläche ausüben. Gleichzeitig treibt die Passatströmung an der Nordflanke der Hochdruckzelle den Südäquatorialstrom an. Dieser advehiert (einstrahlungsbedingte) Wärme in den Westpazifik und verstärkt das Temperaturgefälle zwischen West und Ost. Durch den einhergehenden auf- bzw. abwärtsgerichteten latenten Wärmestrom im Westen bzw. Osten des Ozeanbeckens paust sich der Ost-West Gradient der tropischen Pazifik-SSTs auf die Lufttemperaturen der bodennahen Atmosphärenschicht durch. In Kopplung mit der verstärkten thermischen Konvektion der warmen Luftmassen bildet sich oberflächennah ein großräumiges thermisches Tiefdruckgebiet über dem indomalayischen Archipel aus, dem ein bodennahes Hochdruckgebiet über dem kalten Ostpazifik entgegensteht. Als Horizontalkomponenten der einsetzenden Ausgleichsströmungen kann die bodennahe äquatoriale Ostpassatströmung und eine westliche Gegenströmung in der höheren Troposphäre angesehen werden. Zusammen mit der Absinkregion der Höhenströmung über den kalten ostpazifischen Ozeanoberflächen im Küstenbereich Perus und der Konvektionszone über Indonesien ergibt sich die modellhafte Vorstellung eines „Zirkulationsrads“, das von Bjerknes (1969) als Walkerzirkulation bezeichnet wurde.

Bjerknes (1969) erkannte, dass ein positiver Rückkopplungsmechanismus sowohl für die Abschwächung als auch die Intensivierung der Walkerzelle im ENSO-System verantwortlich ist. Er schlussfolgerte, dass eine Erwärmung (Abkühlung) des Ostpazifiks die Abschwächung (Verstärkung) des Ost-West Gradienten in den Meeresoberflächentemperaturen, den bodennahen

Lufttemperaturen und dem niedertroposphärischen Luftdruckfeld nach sich zieht und dass der resultierenden Abschwächung (Intensivierung) der horizontalen Strömungskomponenten ein vermindertes (verstärktes) *Upwelling* im Ostpazifik folgt, welches wiederum die weitere Erwärmung (Abkühlung) des östlichen Ozeans vorantreibt. Bjerknes (1969) sah in der Temperaturveränderung der ostpazifischen Meeresoberflächen den Beginn einer Kettenreaktion in der Ozean-Atmosphäre-Interaktion, die in die großräumige Ausprägung von Warm- bzw. Kaltwasserzungen im Zentral- und Ostpazifik münden kann. Die Entwicklung dieser als Warmphasen oder *El Niño-Events* bzw. Kaltphasen oder *La Niña-Events* benannten Extremphasen der ENSO ließen sich mit Walkers Hypothese erklären, nicht aber die Ursachen für den Phasenwechsel der *El Niño-Southern Oscillation*.

Vor allem seit den 1980er Jahren wurden verstärkt Anstrengungen unternommen, variierende mathematische Modellgleichungssysteme zu erstellen, und mit der Interpretation der numerischen Lösungsverfahren die Erklärung des Oszillationscharakters der ENSO anzustreben. Vier verschiedene Interpretationsansätze sind von herausragender Bedeutung:

- der *Delayed-Oscillator-Mechanismus* (Suarez & Schopf 1988a,b, Battisti 1988, Battisti & Hirst 1989)
- der *Western-Pacific-Oscillator* (Weisberg & Wang 1997, Wang et al. 1999)
- der *Recharge-Discharge-Oscillator* (Jin 1997a,b)
- der *Advective-Reflective-Oscillator* (Picaut et al. 1997)

Allen gemeinsam ist die Integration eines negativen *Feedback*-Mechanismus, der die Oszillation der ENSO zwischen ihren beiden Extremphasen zu erklären versucht.

Exkurs: Theorien zum Phasenwechsel der ENSO

Der *Delayed Oscillator*, das *leading paradigm* unter den ENSO-Theorien (Meinen & McPhaden 2000), ist auf Abbildung 3.6 schematisch dargestellt. Nach Suarez & Schopf (1988a) und Suarez & Schopf (1988b) ereignet sich ausgehend von einem El Niño-Ereignis Folgendes: Über den positiven SST-Anomalien (Abb. 3.6, 1.) bildet sich eine Tiefdruckanomalie im zentralen tropischen Pazifik aus. Die mittelwertsklimatologischen äquatorialen Ostwinde über dem Westpazifik drehen in Folge dessen auf westliche Richtung (Abb. 3.6, 2.). Der anomale Westwindstress bewirkt einen äquatorialen ozeanischen Massenzufluss⁸. Dadurch wird der Meeresspiegel angehoben und gleichzeitig die Thermokline abgesenkt, die positiven äquatorialen SST-Anomalien

⁸Äquatorfern stellt sich ein Gleichgewicht zwischen Windschub und Corioliskraft ein, der in der Nordhemisphäre

verstärken sich. Der Impuls der Thermoklinenvertiefung wird durch äquatoriale Kelvinwellen ostwärts transportiert, damit expandiert auch die positive Meeresoberflächentemperaturregion nach Osten (Abb. 3.6, 3.). Am östlichen Beckenrand werden die Kelvinwellen reflektiert. Die aus der Reflexion hervorgehenden Rossbywellen verlieren aber noch im Ostpazifik stark an Amplitude, pflanzen sich nicht weiter in den Zentralpazifik fort und üben keinen bemerkenswerten Einfluss auf die ENSO-SST-Anomalien mehr aus (Battisti 1988).

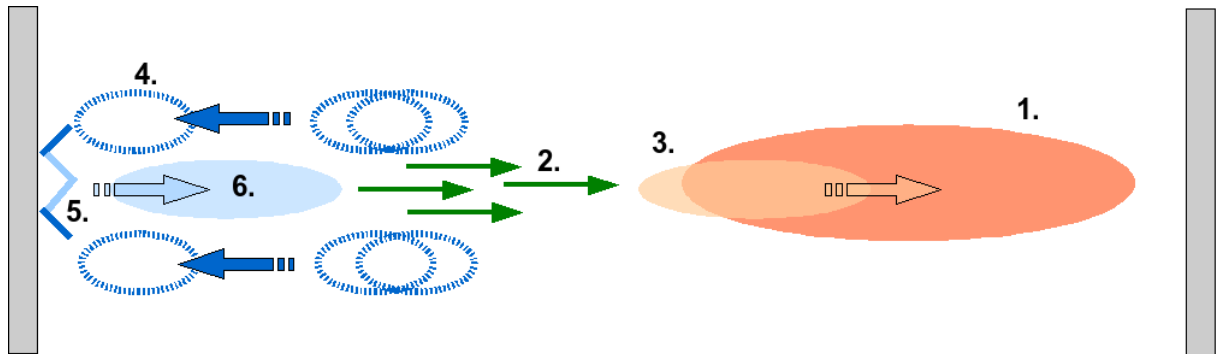


Abb. 3.6: Modellschema des *Delayed Oscillator*; die Ziffern eins bis sechs markieren den Einfluss der verschiedenen Prozesskomponenten und sollen die Erläuterung der Graphik im Fließtext erleichtern.

Wenige Breitengrade südlich und nördlich des Äquators führt der anomale Westwindstress über dem Westpazifik zu ozeanischem Massenabfluss, der sich dort in der Absenkung des Meeresspiegels und Anhebung der Thermokline äußert. Dieses Signal, das eine Abkühlung der Ozeanoberfläche mit sich bringt, ist maßgeblich für die Umkehr der Oszillationsphase in ein *La Niña-Event*. In Form ozeanischer Rossbywellen durchwandert es den Westpazifik (Abb. 3.6, 4.). Dem Auftreffen auf die kontinentale Westgrenze des Pazifikbeckens folgt die Reflexion verbunden mit der Phasenumkehr der Welle (Abb. 3.6, 5.). Die resultierenden Kelvinwellen transportieren nun am Äquator das Signal der Thermoklinenabsenkung nach Osten (Abb. 3.6, 6.). Äquatoriales *Upwelling* begleitet ihren Weg und führt zur Abkühlung der oberflächennahen Meerestemperaturen, die ehemals positiven ozeanischen Temperaturanomalien des El Niño-Ereignisses im Zentral- und Ostpazifik wechseln ihr Vorzeichen⁹.

von einem äquatorialen Massenzufluss rechts zur Windrichtung, in der Südhemisphäre links zur Windrichtung gefolgt ist.

⁹Die Abkühlung des Ostpazifiks wird nach Suarez & Schopf (1988a) nicht hauptsächlich durch die lokale Thermoklinenabsenkung oder den direkten sensiblen Ozean-Atmosphäre-Wärmestrom verursacht. Vielmehr führt die gesteigerte Evapotranspiration der warmen Meeresoberflächen zu einem verstärkten latenten Ozean-Atmosphäre Wärmefluss. Die zunehmende Verfügbarkeit an Feuchte in Kopplung mit einem gesteigerten zonalen Feuchtetransport in das zentralpazifische Konvektionszentrum, ruft verstärkte Niederschlagsereignisse und dadurch bedingt eine Abkühlung der Meeresoberflächen hervor.

Das Modell des *Delayed Oscillators* folgt der Vorstellung, dass ein vom Zentralpazifik ausgehendes Signal der Thermoklinientiefen- und Meeresoberflächentemperatur-Variation einen „Umweg“ über den Westpazifik nimmt, bevor es im Ostpazifik verzögert (\sim *delayed*) eine Dämpfung bis Umkehr der bestehenden Meeresoberflächentemperatur-Anomalien bewirkt.

Die Modellvorstellung des ***Western Pacific Oscillators***, dargestellt in der Schemazeichnung auf Abbildung 3.7, rückt den Westpazifik stärker in den Mittelpunkt der Betrachtungen. Der Ausgangspunkt ist ebenfalls ein El Niño-Ereignis mit positiven SST-Anomalien und Lufttemperaturanomalien im Zentralpazifik (Abb. 3.7, 1.). Westlich dieses Erwärmungszentrums wird nach Gill (1980) ein Rossbywellen-*Response* erzeugt, der zur Bildung je einer Zyklonalanomalie wenige Breitengrade nördlich und südlich des Äquators führt (Abb. 3.7, 2.) An den äquatorialen Flanken der Zyklonen stellt sich eine äquatoriale Westwindanomalie ein (Abb. 3.7, 3.). Dadurch werden Kelvinwellen angeregt, die sich ostwärts fortpflanzen und, wie in der Theorie des *Delayed Oscillators*, im Ostpazifik die Thermokline absenken und die Ausweitung der warmen Meeresoberfläche vorantreiben.

Im westlichen Pazifik wiederum, wenige Breitengrade vom Äquator entfernt, erwirkt das Zyklonenpaar durch verstärktes *Upwelling* die Abkühlung der Meeresoberfläche und die Anhebung der Thermokline. Über den negativen SST-Anomalien bilden sich nach Weisberg & Wang (1997) daraufhin bodennahe Hochdruckanomalien (Abb. 3.7, 4.). An deren Äquatorialflanken etabliert sich eine bodennahe Ostwindkomponente (Abb. 3.7, 5.), die *Upwelling* verursacht und dadurch die Thermokline im äquatorialen Westpazifik anhebt. Dieses Signal, verbunden mit der Abkühlung der Meeresoberflächentemperaturen, pflanzt sich als Kelvinwelle nach Osten fort (Abb. 3.7, 6.) und sorgt für die Auslöschung der positiven SST-Anomalien des vorangegangenen El Niño-Warmereignisses. Wang et al. (1999) halten für möglich, dass beide Mechanismen, der *Delayed*- und der *Western-Pacific-Oscillator*, nebeneinander operieren.

Das Erklärungsmodell des ***Recharge-Discharge-Oscillators*** fokussiert als Ursache für den Phasenwechsel der ENSO das Auf- bzw. Entladen des äquatorialen *warm pools*¹⁰ im Westpazifik. In vereinfachter Betrachtung könnte man zunächst der Theorie des *Western Pacific Oscillators* und der Theorie der Gill-Atmosphäre folgen: über den positiven SST-Anomalien eines El Niño-Ereignisses erwärmt sich im Zentralpazifik die Troposphäre; westlich dieses Erwärmungszentrums stellt sich eine paarweise Zyklonalanomalie (Rossbywellenantwort) ein, die eine äquatoriale Westwindanomalie hervorruft.

¹⁰Der westpazifische *warm pool* ist definiert durch eine zirkum-indomalayische Region quasi homogener Meeresoberflächentemperaturen von $> 28^{\circ}\text{C}$ mit einem relativ geringen Salzgehalt, der sich durch die konvektionsbedingt hohen Niederschläge erklären lässt (Picaut et al. 1996).

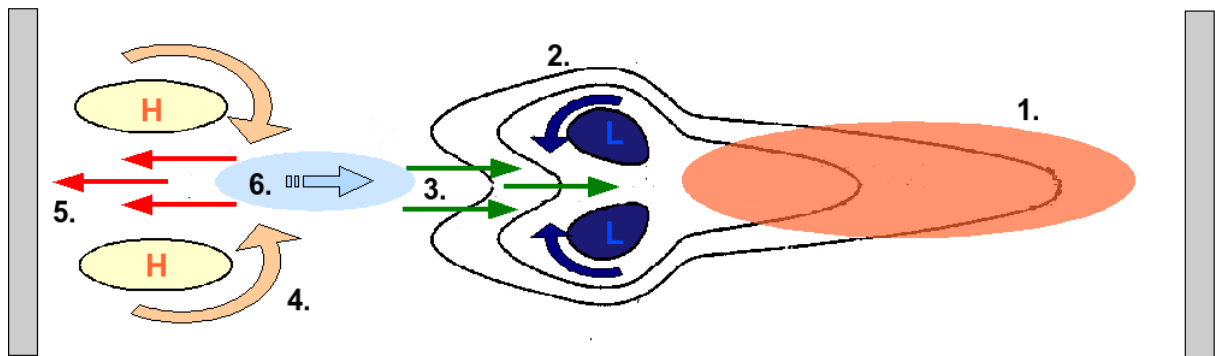


Abb. 3.7: Modellschema des *Western Pacific Oscillators*; die Ziffern eins bis sechs markieren den Einfluss der verschiedenen Prozesskomponenten und sollen die Erläuterung der Graphik im Fließtext erleichtern.

Jin (1997a), Verfechter der *Recharge-Discharge-Oscillator*-Modellvorstellung, diskutiert den ozeanischen *Response* auf diesen verstärkten Windstress nun aber nicht aus dem Blickwinkel der Fortpflanzung von Rossby- und Kelvinwellen, sondern in Abhängigkeit des Massen- und Wärmeaustausches zwischen äquatorialer und höherer Breitenlage. Er beschreibt den ozeanischen *Response* an den äquatorialen Zyklonenflanken über die Divergenz des zonal integrierten Sverdrup-Transports, einem meridionalen ozeanischen Massenversatz in Richtung beider Pole¹¹, der in das Entladen (*discharge*) des mittleren äquatorialen *warm pools* mündet. Dieser Divergenz-Prozess führt zunächst zur Anhebung der Thermokline im Westpazifik und allmählich auch im Ostpazifik. Die El Niño-Warmwasserzunge erfährt einen Abkühlungstrend - die Übergangsphase zum *La Niña-Event* ist eingeleitet.

Bei einem Wiedererstarren des östlichen Passatwindsystems ist das *Upwelling* vor der südwestamerikanischen Küste besonders stark - Konsequenz der im zonalen Mittel relativ geringen Thermoklinentiefe. Die negative Temperaturanomalie im Ostpazifik dehnt sich deswegen weiter aus. Gleichzeitig lädt sich der äquatoriale *warm pool* wieder auf (*recharge*), da die erstarkte

¹¹Fluide Partikel erfahren durch *Ekman-Pumping* Veränderungen in ihrem Betrag der absoluten Vorticity. Die Beschleunigung der meridionalen Strömungskomponente (\sim Massenversatz) setzt ein, die den Vorticityzuwachs bzw. -verlust ausbalanciert. Die Sverdrup Gleichung (s. Gill 1982, S.465) beschreibt das Verhältnis des meridionalen Massenversatzes in Abhängigkeit der Größenordnung des durch anomalen Windstress erfolgten Ekman-Pumings. Im hier vorliegenden Falle eines konvergenten Bewegungsfeldes (Divergenz des Sverdrup-Transports) muss die Meridionalbeschleunigung in die Richtung erfolgen, in der die Hintergrundvorticity in ihrem Betrag ansteigt, d.h. nach Norden (Süden) auf der Nordhemisphäre (Südhemisphäre). Umgekehrt verhält es sich in einem divergenten Bewegungsfeld: die nord- und südhemisphärische Ausgleichsströmung erfolgt in Richtung des Äquators (s. Gill 1982, S.509).

Ostpassatströmung einen meridionalen Massenversatz in Richtung Äquator verursacht. Infolgedessen wird die äquatoriale Thermokline abgesenkt. Dadurch wird dem Abkühlungsprozess nach dem Höhepunkt der Kaltphase entgegengewirkt und ein neuer Phasenwechsel eingeleitet¹².

Die letzte der vier Positionen, der ***Advective-Reflective-Oscillator*** (Picaut et al. 1997) betont die räumliche Variabilität (Advektion) des westpazifischen *warm pools* in Abhängigkeit von der Reflexion ozeanischer Rossby- und Kelvinwellen als Ursache des Phasenwechsels der *El Niño-Southern Oscillation*. Diese Theorie ist auf Abbildung 3.8 skizziert.

Die Ostgrenze des *warm pools* ist markiert durch eine markante Salinitätsfront in den oberen Ozeanschichten des Westpazifiks (Picaut et al. 1996). Diese Front ist Resultat des Aufeinandertreffens unterschiedlich salzreicher Wassermassen, die einerseits durch die zentralpazifischen Ostpassate und andererseits durch niedertroposphärische Westwindanomalien, *westerly wind bursts*¹³, zusammengeführt werden. Dringen niedertroposphärische Westwindanomalien bis in den Zentralpazifik vor (Abb. 3.8, 1.), bildet sich in den von Picaut et al. (1997) durchgeführten Modellläufen eine westliche Ozeanströmung aus (Abb. 3.8, 2.), die die Salinitätsgrenze ostwärts verschiebt (Abb. 3.8, 3.). Der *warm pool* wandert nach Osten. Darüber hinaus lösen die weiter nach Osten vordringenden Westwindanomalien, in Übereinstimmung mit der *Delayed-Oscillator-Theorie*, sich ostwärts fortpflanzende Kelvin- und westwärts propagierende Rossbywellen aus, die das Signal der Thermoklinenvariation transportieren und das El Niño-Ereignis bis zum Reifestadium (*mature phase*) verstärken (Abb. 3.8, 4.).

Zwei negative Rückkopplungsmechanismen leiten den Phasenwechsel zum *La Niña-Event* ein: der erste setzt bei der Reflexion der Rossbywellen zu *Upwelling*-produzierenden Kelvinwellen am westlichen Pazifikrand an (Abb. 3.8, 6.). Die Rückwanderung der reflektierten Wellen verursacht im äquatorialen Westpazifik eine westwärtige Strömungsanomalie, die nach Picaut et al. (1997) den *warm pool* in seine Ausgangslage zurücktreibt. Der zweite Rückkopplungsmechanismus fokussiert die Reflexion der Kelvinwellen zu *Downwelling*-produzierenden Rossbywellen am östlichen Rand des Pazifikbeckens. Die Rückwanderung verursacht ebenfalls eine äquatoriale Ostströmungsanomalie (Abb. 3.8, 5.), die wiederum die zonale Ostpas-

¹²Kennzeichen des Wechsels zum *El Niño-Event* ist somit eine anomal tief liegende cross-äquatoriale Thermokline, die der anomal warmen SST-Oberfläche im Ostpazifik zeitlich voranschreitet. Die Veräußerung der *La Niña*- und *El Niño-Events* an der Ozeanoberfläche und in der Thermoklinenvariation sind nicht in Phase.

¹³*westerly wind bursts* werden mit verschiedenen Phänomenen in Verbindung gebracht: mit vordringenden Südwest-Monsunwindstörungen, im Zuge paarweise auftretender tropischer Zyklone oder als Kaltfrontenbrüche aus den Mittelbreiten (Wang & Picaut 2004). Weiterhin scheinen sie vermehrt in der aktiven Phase der Madden-Julian-Oscillation aufzutreten, der physikalische Zusammenhang ist allerdings bislang unklar. Eine Übersicht über zirkulationsdynamische Zusammenhänge, in denen *westerly wind bursts* auftreten, liefern Harrison & Vecchi (1997) und Vecchi & Harrison (2000).

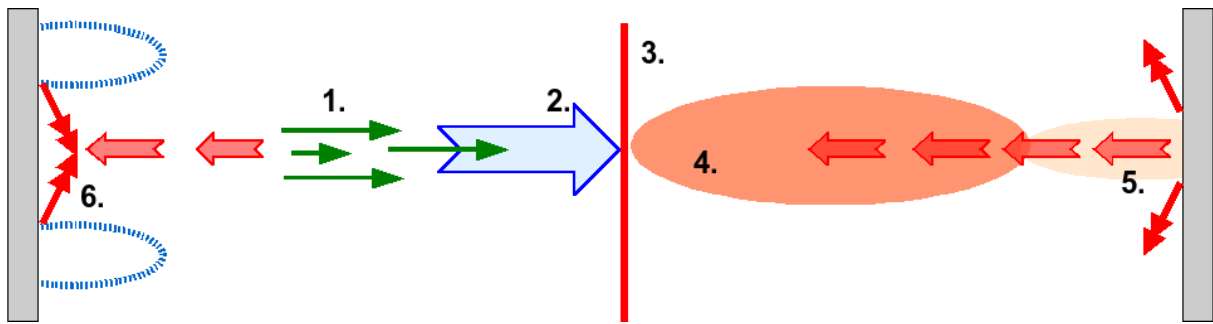


Abb. 3.8: Modellschema des *Advective-Reflective Oscillator*; die Ziffern eins bis sechs markieren den Einfluss der verschiedenen Prozesskomponenten und sollen die Erläuterung der Graphik im Fließtext erleichtern.

satzkomponente verstärkt. Auch das fördert den westwärtigen Rückzug des *warm pools*. Resultierend daraus wird die Thermokline im Ostpazifik angehoben (Massenerhalt), die Meeresoberflächentemperaturen kühlen ab und die Oszillation vollzieht den Phasenwechsel zum La Niña-Ereignis (**Ende des Exkurses**).

Motiviert durch die Annahme, dass der Phasenwechsel der *El Niño-Southern Oscillation* nicht durch das negative Feedback eines einzigen Modells, sondern möglicherweise durch ein Nebeneinander der erläuterten physikalischen Prozesse ausgelöst wird, hat Wang (2001a,b) alle diese erläuterten negativen Rückkopplungsmechanismen im Modell des *Unified Oscillators* zusammengeführt. Systematisch und überblicksartig können sie so zusammengefasst werden: anomale Westwindströmungen im Zentralpazifik sind in der *Delayed-Oscillator*-, der *Recharge-Discharge*-Theorie und dem *Advective-Reflective*-Modell ausschlaggebend für den Phasenwechsel der *El Niño-Southern Oscillation*. Im erstgenannten Fall führen resultierende reflektierte Kelvinwellen, im zweitgenannten die resultierende Variation des äquatorialen *warm pools* und im letztgenannten resultierende ozeanische Strömungsanomalien zur entscheidenden Thermoklinenvariation, die die Phasenumkehr der ENSO einleitet. Das *Western Pacific Oscillator*-Modell führt die Schwankungen der Thermoklinentiefe auf ozeanische Kelvinwellen zurück, die als Folge einer im Westpazifik ausgelösten anomalen Ostwindströmung betrachtet werden. Die internen physikalischen Mechanismen der Entstehung, Aufrechterhaltung und des Phasenwechsels des *El Niño-Southern Oscillation*-Systems erfuhren wohl im Zuge des *Climate Shifts* (Trenberth 1990) eine externe Beeinflussung, die zu entscheidenden Veränderungen führte, wie sie Jin et al. (2003) zusammenfassen: in der Ära vor 1976 breiteten sich im Mittel „moderate“ El Niño- und La Niña-Ereignisse tendenziell vom Ost- in den Westpazifik hinein aus. In der Zeit danach folgen die Ereignisse stärker einer umgekehrten Ausbreitungsrichtung vom West- in den Ostpazifik, gleichzeitig hat sich die Amplitude der El Niño-Ereignisse stark erhöht

(bis zu $+4.5^{\circ}$ C im Ostpazifik), während die der La Niña-Ereignisse vergleichsweise verhalten ausfällt (bis zu -3° C). Neben der Amplitude hat sich auch die Frequenz der Ereignisse verändert: von einer zwei- bis vierjährigen hin zu einer drei- bis siebenjährigen Auftretshäufigkeit nach 1976¹⁴. Es ist anzunehmen, dass sich derartige Veränderungen im interannuellen ENSO-Schwankungsverhalten auch in den Zusammenhängen mit den beeinflussten Regionalklimaten abzeichnen. Für die vorliegende Arbeit bedeutet das im Konkreten, dass potenzielle interannuelle Kopplungen zwischen tropischen Einflussgrößen und dem Mittelmeerniederschlag durch periodische Verschiebungen im fokussierten Zeitraum abgeschwächt oder verstärkt hervortreten können (Instationaritäten).

Der Verweis auf die mögliche Veräußerung von Instationaritäten in den potenziellen Kopplungen zwischen den betrachteten Größen leitet über zur Betrachtung der interannuellen Zusammenhänge zwischen der *El Niño-Southern Oscillation*, dem Indienmonsun und dem Westafrikamonsun einerseits und der Niederschlagsvariabilität im Mittelmeerraum andererseits.

3.3 Telekonnektionen des mediterranen Niederschlags zur ENSO, zum indischen Sommermonsun und zum westafrikanischen Sommermonsun

Die mediterrane Niederschlagsvariabilität wurde in der Vergangenheit - im Kontext der tropischen Zirkulationsvariabilität - vor allem im Spiegel der *El Niño-Southern Oscillation*-Einflüsse betrachtet. Schon die Pionierarbeiten von Ropelewski & Halpert (1987) und Kiladis & Diaz (1989) waren federführend in der Entdeckung und Beschreibung von globalen ENSO Auswirkungen, auch im Hinblick auf das Klima in Europa und im Mittelmeerraum. Beide finden sowohl für den westlichen Mittelmeerraum und Nordafrika als auch den „mediterranen“ Mittel- und Osten Zusammenhänge zwischen der ENSO- und der regionalen Niederschlagsvariabilität. Ropelewski & Halpert (1987) betrachten ihre Ergebnisse noch sehr skeptisch: „The implied ENSO relationships in these regions are difficult to understand or attribute to any of the known ENSO-related atmospheric conditions“. Kiladis & Diaz (1989) hingegen sprechen bereits von „offensichtlichen“ Signalen in Südwesteuropa: für den Sommer und Herbst vor einem sich entwickelnden Warmereignis (Kaltereignis) attestieren sie für Teile Iberiens tendenziell positive (negative) Niederschlagsanomalien. Und auch für den Norden Syriens entdecken sie tendenziell feuchtere Verhältnisse im Herbst dieser Jahre.

¹⁴Als ursächlich wird die Zunahme von nicht-linearen Erwärmungsprozessen im äquatorialen Pazifik im Zuge des anthropogen verstärkten Treibhauseffekts vermutet.

Seit den späten 1990ern beginnen spanische Autoren, gezielt die Niederschlagsvariabilität der iberischen Halbinsel im Hinblick auf ENSO zu analysieren. Rodo et al. (1997) beispielsweise stellte für die erste Hälfte des 20.ten Jahrhunderts fest: "nearly half of the peninsula, Balearic Islands and the station in Northern Africa appear to be under ENSO influence" (S. 277). Er führt diese Entwicklung auf die stärkeren ENSO-*Warm Events* der jüngeren Vergangenheit zurück. Rodriguez-Puebla et al. (1998) findet zeitverzögerte Zusammenhänge zwischen der Jahres-Niederschlagsvariabilität im Südosten Iberiens und der *Southern-Oscillation-Index* (SOI)-Variabilität des vorangegangenen Oktobers. Rocha (1999) hebt in erster Linie die Instationaritäten in der Kovarianz zwischen iberischem Niederschlag und dem SO-Index hervor: die stärksten Kopplungen treten in seinen primär zeitverzögerten Analysen im Südosten der Iberischen Halbinsel im Frühjahr auf ($r = 0.70$). Entsprechend seiner Ergebnisse herrschen in den letzten Dekaden des 20. Jahrhunderts dort anomal trockene Verhältnisse im Jahr des Reifestadiums eines ENSO-Warmereignisses vor. Für den Winter lässt sich dieselbe Tendenz formulieren. Als statistisch signifikant erweist sich die Kopplung allerdings nur zwischen 1970 und 1980. Die für den Herbst gefundenen Zusammenhänge weisen einen Vorzeichenwechsel auf: vor den 1970-er Jahren ging ein sich entwickelndes El Niño-Ereignis im Herbst mit feuchten Bedingungen in Südostiberien einher, danach mit tendenziell trockenen Verhältnissen. Für den gesamt-iberischen Niederschlag lassen sich statistisch signifikante Korrelationen in einer Größenordnung von $r = -0.50$ nur im Herbst (mit dem Sommer-SOI) und erst seit ca. 1960 beobachten.

Pozo-Vásquez et al. (2005) fokussieren den iberischen Winterniederschlag und können mit einer Kompositanalyse in El Niño-Jahren keinen, in La Niña-Jahren einen deutlichen Einfluss feststellen: trockene Verhältnisse vor allem im Südwesten der Halbinsel treten hervor. Sie sprechen außerdem von einer Niederschlagsverteilung, die in Südeuropa eine große Ähnlichkeit zu derjenigen in der Positivphase der Nordatlantischen Oszillation aufweist (NAO(+)-Jahre). Ein dann starker meridionaler Luftdruckgradient über dem Nordatlantik und eine zonale Zugrichtung der atlantischen Frontalzyklonen über Nord- und Mitteleuropa hinweg bescheren dem Mittelmeerraum anomal trockene Verhältnisse. Für den östlichen Mittelmeerraum detektieren sie einen nicht-linearen ENSO-*Response* im Winterniederschlag: sowohl die Warm- als auch die Kaltphase sind mit negativen Niederschlagsanomalien in der Ostmediterraneanregion verbunden. In den Analysen von Price (1998) hingegen sind in Nordisrael nur die El Niño-Jahre von feuchten Winterbedingungen begleitet.

Eine weitere Publikation, die extreme Trockenheitsphasen auf der Iberischen Halbinsel in Zusammenhang mit der *El Niño-Southern Oscillation*-Variabilität analysiert, soll ergänzend angeführt sein: Vicente-Serrano (2005) stellen fest, dass neben einer starken regionalen Differenzierung generell die Jahre mit einer ausgeprägten El Niño-*mature phase* zu Jahresbeginn

in weiten Teilen Iberiens von Trockenheit zwischen Mai und Dezember gekennzeichnet sind. Stärker noch gehen die Herbst- und Wintermonate der Jahre eines sich entwickelnden La Niña-Events sowie die Frühjahrsmonate des Nachfolgejahres (Jahr des Reifestadiums) mit extremer Trockenheit einher. Sie finden außerdem tendenziell feuchte Bedingungen auf der Halbinsel in Jahren eines sich entwickelnden El Niño-Ereignisses, vor allem in den Herbstmonaten, und verweisen in diesem Zusammenhang auf eine frühere Studie von Stockdale et al. (1998). Dieser hat mit einem AGCM (*Atmospheric General Circulation Model*) den globalen Niederschlag der Jahre 1997 und 1998 modelliert, für die Jahre also, in denen die stärkste Amplitude der ENSO-Extremphasen seit Beginn der Aufzeichnungen dokumentiert ist. Er weist explizit auf die statistisch hoch-signifikante Niederschlagszunahme im Sommer (Juni-August) vor der *mature warm phase* (1997) im gesamten Mittelmeerraum und dem angrenzenden Balkan hin.

Die relativ junge Studie von Mariotti et al. (2005) fasst den eurasischen Niederschlag und im Zuge dessen auch den Mittelmeer-Niederschlag in den Blick. Sie betrachtet gezielt den Herbstniederschlag dieser Region, da sich in vorangegangenen Analysen (Mariotti et al. 2002) neben dem vieldiskutierten ENSO-Signal im Frühjahrsniederschlag, ebenfalls Zusammenhänge im Herbst manifestierten. In ihren Analysen zeigen sich Korrelationen zwischen dem herbstlichen Eurasienniederschlag und dem Nino-3.4 Index in einer Höhe von $r = 0.68$. Positive Niederschlagsanomalien während eines sich entwickelnden El Niño-Ereignisses zeichnen sich vor allem auf der iberischen Halbinsel, in Nordwestafrika und in der Südostmediterraneanregion ab.

Mariotti et al. (2005) betrachtet auch die einhergehenden Zirkulationsanomalien, um Hinweise auf die Fortpflanzung des ENSO-Signals in den Mittelmeerraum zu erhalten. In ihren Analysen scheinen sich beide, in der Fachliteratur diskutierten Transportmechanismen abzuzeichnen, der Pfad über das Luftdruckfeld der Pazifik-/Nordatlantikregion mit Involvierung des *Pacific-North-American Patterns* (PNA) und der Einfluss der ENSO-abhängigen SST-Anomalien im Nordatlantik. Den erstgenannten Transportweg des Signals untersuchten bereits Pozo-Vásquez et al. (2001) in einer früheren Studie. In La Niña-Jahren zeigen ihre Kompositanalysen Bodenluftdruckanomalien über dem Nordatlantik, die sehr stark dem NAO(+)-Muster ähneln, mit Hochdruckanomalien im Azorenhoch zwischen Iberien und Florida und Tiefdruckanomalien südlich von Island. Sie diskutieren dieses Resultat als mögliche Rossbywellenantwort auf positive Luftdruckanomalien im Aleutentief in ENSO-Kaltphasen. Für El Niño Jahre können sie kein vergleichbares Muster ausmachen.

Hier greift möglicherweise der Weg des ENSO-Signals über die Meeresoberflächentemperaturen des tropischen Atlantiks. Im Frühjahr nach der *mature phase* von ENSO-Warmereignissen bildet sich im nördlichen tropischen Atlantik eine Region positiver Meeresoberflächen-Temperaturanomalien aus, zumeist mit einer Zeitverzögerung von drei bis sechs Monaten auf die

maximale Ausdehnung der pazifischen SST-Anomalien hin (Alexander et al. 2002). Mathieu et al. (2004) stellen fest, dass sich in El Niño-Jahren¹⁵ bei positiven atlantischen SSTs und einer verstärkten Konvektionsaktivität in der atlantischen ITCZ im Luftdruckfeld über dem Nordatlantik ein bandartiges Anomalienmuster manifestiert: eine Zone negativer Luftdruckanomalien im zentralen (30° N-60° N) Nordatlantik wird nord- und südlich von schwächeren, ebenfalls bandförmigen Positivanomalien flankiert und markiert möglicherweise eine Südverlagerung der atlantischen Sturmbahnen.

Die Publikationen von Alexander et al. (2002), Mathieu et al. (2004) und vielen anderen betrachten die Meeresoberflächentemperaturanomalien im tropischen Atlantik als Reaktion auf die *El Niño-Southern Oscillation*-Variabilität im tropischen Pazifik. Zur physikalisch-dynamischen Ursache für diesen Zusammenhang gibt es kaum Hinweise. In jüngster Zeit zeichnet sich eine „emanzipiertere“ Perspektive auf die Rolle der tropisch-atlantischen Meeresoberflächentemperaturen für das globale Klimageschehen ab. Kürzlich publizierten Kucharski et al. (2009), dass die Meeresoberflächentemperaturen des tropischen Atlantiks die interannuelle Niederschlagsvariabilität im Indienmonsun maßgeblich modulieren. Warme (kalte) Meeresoberflächen führen zu einer Abschwächung (Verstärkung) des Niederschlaggeschehens im Indienmonsun. Diese Beziehung wird für die Aufweichung der ENSO-/Indienmonsun-Kopplung in den letzten Dekaden des 20. Jahrhunderts verantwortlich gemacht: die nach 1975 einsetzende substantielle Abkühlung des tropischen Atlantiks soll die indische Monsunzirkulation intensiviert und die ENSO-/ISM-Beziehung abgeschwächt haben. Eine weitere interessante Arbeit in diesem Kontext stammt von Rodríguez-Fonseca et al. (2009): sie stellen fest, dass seit den späten 1960-er Jahren atlantische „Ninõs“ im nordhemisphärischen Sommer über die Modifikation der Walkerzirkulation die Bildungsbedingungen für nachfolgende La Niña Ereignisse im Pazifik fördern. Ob und inwieweit sich diese Erkenntnisse auch direkt in Bezug zur Klimavariabilität des Mittelmeerraumes setzen lassen, berührt die Fragestellung der zu Grunde liegenden Arbeit nur peripher, könnte aber möglicherweise zukünftige neue Perspektiven für das mediterrane Klimageschehen eröffnen.

Die Telekonnektionen der mediterranen Niederschlagsvariabilität mit dem Indien- bzw. Westafrikamonsun sind nicht so systematisch untersucht wie die mit der *El Niño-Southern Oscillation*. Das liegt nicht zuletzt daran, dass sich die interannuelle Variabilität beider Zirkulationssysteme primär in den Sommermonaten manifestiert, in der Jahreszeit, in der die Mediterranregion die geringsten Niederschlagssummen empfängt. Die meisten Publikationen heben auf die Ma-

¹⁵Es muss darauf hingewiesen werden, dass diese Studie den Charakter einer Fallstudie aufweist, da insgesamt nur 6 Beobachtungsfälle, 3 El Niño- und 3 La Niña- Jahre neben GCM-Resultaten für diese Fälle diskutiert werden.

nifestation des *Monsoon-Desert-Mechanismus* (Rodwell & Hoskins 1996) ab und fokussieren im Zusammenhang damit die Bodenluftdruck- (Raichich et al. 2003), die mittel- und hochtroposphärischen Luftdruckfeld- (Ziv et al. 2004) sowie die Vertikalgeschwindigkeitsvariationen (ebd.) über dem östlichen Mittelmeerraum.

Den Begriff des *Monsoon-Desert-Mechanismus* führen Rodwell & Hoskins (1996) in die Fachliteratur ein, deren Studie von maßgeblicher Bedeutung für das Verständnis des mediterranen Klimageschehens im Sommer ist. Sie modellieren numerisch die Fernwirkungen des Asienmonsuns im Zirkulationsfeld, die sich als Rossbywellenzug auf der Westseite des troposphärischen Erwärmungszentrums über Südasien manifestieren. Drei Abstiegszentren zeichnen sich im Einzugsbereich der Welle im Vertikalgeschwindigkeitsfeld ab, von denen das stärkste über dem östlichen Mittelmeerraum liegt. Auf Abbildung 3.9 ist u.a. diese Abstiegszone in der Rodwell'schen-Abbildung markiert und es lässt sich erkennen, dass sie nahezu die gesamte Troposphäre über der zentralen bis östlichen Mediterranregion einnimmt. Nach Rodwell & Hoskins (1996) stammt die in den Zentren absteigende Luft primär aus der außertropischen Westwinddrift, die an der polwärtigen Flanke der Rossbywelle mit derselben interagiert. Die Abstiegspositionen in der Welle sind durch orographische Erhebungen, die den zonalen Strom blocken, determiniert. In Rodwell & Hoskins (2001) wird dezidiert auch die Subsidenz über dem subtropischen Ostatlantik, im östlichen Azorenhoch also, als Folge des Asienmonsuns diskutiert. Die Größenordnung der vertikalen Subsidenz ist auch in Abhängigkeit von lokalen Ausstrahlungsverlusten zu betrachten, die aus dem adiabatischen Abstieg resultieren und durch den diabatischen Wärmestrom kompensiert werden. Vor allem im östlichen Azorenhoch scheint dieser Effekt zu einer entscheidenden Verstärkung der vertikalen Abstiegskomponente zu führen. Im östlichen Mittelmeerraum wird er für die extreme Sommertrockenheit verantwortlich gemacht. Raichich et al. (2003) stellen den *Monsoon-Desert-Mechanismus*, ohne ihn zu benennen, im Bodenluftdruckfeld (engl.: *Sea Level Pressure*, SLP) der Ostmediterranregion fest. Sie finden eine negative Korrelation zwischen ostmediterrane Bodendruck und einem indischen Niederschlagsindex im Spätsommer ($r = -0.50$, Juli-September). Im gleichen ostmediterranen SLP-Ausschnitt manifestiert sich in ihren Analysen außerdem eine negative Kopplung mit dem Sahelniederschlag ($r = -0.50$) sowohl im Hochsommer als auch im Spätsommer (Juni-August bzw. Juli-September). Sie argumentieren, dass die Stärke der Etesien in Abhängigkeit von der Ausprägung des Indienmonsuns variiert und gleichzeitig den Sahelniederschlag beeinflusst, da die Etesienwinde als einströmender Ast der nordafrikanischen Hadleyzirkulation betrachtet werden können. Unerklärt bleibt in ihrer Studie, wieso die maximalen Sahelkorrelationen den maximalen Indienmonsunkopplungen voranschreiten. Nach ihrer Theorie müsste der umgekehrte Fall eintreten.

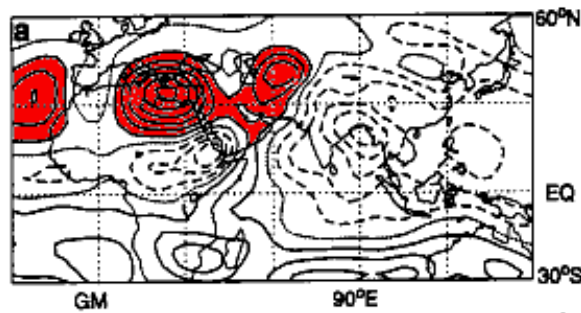


Abb. 3.9: Subsidenzregionen (rot) im Vertikalgeschwindigkeitsfeld des Juni-August-Mittels 1983-1988 der ECMWF-Reanalysen im 477 hPa-Niveau; das Intervall der Konturlinien beträgt 0.5 hPa^{-1} ; positive/negative Omegawerte (Subsidenz/Aszendenz) sind mit durchgezogenen/gebrochenen Linie markiert (aus: Rodwell & Hoskins (1996, S.1387), verändert).

Ziv et al. (2004) finden in einer ähnlich gelagerten Studie bei täglicher Auflösung eine zeitverzögerte negative Kopplung zwischen dem Vertikalgeschwindigkeitsfeld über Asien bzw. Nordostafrika und dem über dem östlichen Mittelmeerraum ($r = -0.63$ bzw. -0.46). Die maximalen Korrelationen manifestieren sich mit einem *time-lag* von einem Tag zwischen dem Vertikalgeschwindigkeitsfeld über der Monsunregion und dem über der Mediterranregion. Die Ergebnisse von Ziv et al. (2004) indizieren eine geschlossene Zonal- bzw. Meridionalzirkulation zwischen Ostmittelmeerraum und Asien- bzw. Nordostafrika. Sie interpretieren die Verbindung zwischen Asienmonsun- und Ostmediterranregion als Konkretisierung des *Monsoon-Desert-Mechanismus*, für den die Betrachtung auf täglicher Basis physikalische Wirkungszusammenhänge erkennen lässt. Die Verlinkung zwischen Nordostafrika und dem Ostmittelmeerraum sehen sie, wie Raichich et al. (2003), über die Etesien und die Hadleyzirkulation gegeben. Sie formulieren eine Beziehung zwischen den beiden Monsunsystemen mit dem Asienmonsun als Kontrollfaktor und der Subsidenz im östlichen Mediterranregion als Bindeglied.

Ziv et al. (2004) lassen im Gegensatz zu Raichich et al. (2003) in ihrer Betrachtung den westlichen Mittelmeerraum außer Acht. Bislang blieb unerwähnt, dass Raichich et al. (2003) nicht nur negative Kopplungen zwischen dem Indienmonsun und dem Ostmittelmeerraum finden, sondern dass sie weiterhin eine positive Kopplung zwischen dem westmediterranen Bodenluftdruckfeld im Herbst (September-November) und dem Indienmonsunniederschlag im Sommer (Juli-September) entdecken. Die Autoren haben für diesen Zusammenhang keine Erklärung und melden weiteren Forschungsbedarf in diese Richtung an. Mariotti et al. (2005) knüpfen im Ausblick ihrer genannten ENSO-Studie genau da an: sie regen an, die statistischen Beziehungen zwischen westmediterranem Klima im Herbst und der Indienmonsunvariabilität im Sommer im Kontext der *El Niño-Southern Oscillation*-Variabilität zu bewerten.

Den gemeinsamen Wirkungsgrad der ENSO und des Indienmonsuns erfassen Ding & Wang (2005) mit der von ihnen vorgestellten Telekonnektion des *Circumglobal Teleconnection Patterns* (CGT). Das CGT umspannt als luftdruckinterne Fernkopplung die gesamte Nordhemisphäre zwischen Juni und September. Insgesamt sechs Telekonnektionszentren können im 200 hPa-Luftdruckfeld identifiziert werden: über West (positiv) - und Osteuropa (negativ), West-/Zentral (positiv)- und Ostasien (positiv), dem Nordpazifik (positiv) und Nordamerika (positiv). Ding & Wang (2005) betrachten das *Circumglobal Teleconnection Pattern* als Analogon zum zweitgewichtigsten Luftdruck-Variabilitätsmodus der Nordhemisphäre. Sie finden das CGT sowohl mit dem Indienmonsun als auch mit ENSO korreliert, arbeiten aber heraus, dass die ENSO-Kopplung unter Ausschluss des Indienmonsuneinflusses nicht robust ist. Deswegen sehen sie vielmehr im Indienmonsun als in der ENSO die Ursache des CGT. Die Telekonnektionszentren können, nach einer ihrer Hypothesen, dann als stromabwärtige, zirkumglobale Rossbywellenantwort auf die Tibethöhenantizyklone interpretiert werden mit dem Endpunkt in den atlantisch/westeuropäischen Mittelbreiten. Sie stellen aber gleichzeitig eine zweite Hypothese auf, in welcher der Indienmonsun eine untergeordnete Rolle bei der CGT-Entstehung spielt. Dann tritt das atlantischen/westeuropäische positive Fernkopplungszentrum, als dynamische Hochdruckanomalie durch den atlantischen Polarfrontjet generiert, als Startpunkt und Auslöser eines Rossbywellenzuges auf, der sich bis nach West-/Zentralasien erstreckt und dort über die Verstärkung der Tibethöhenantizyklone die indischen Monsunniederschläge modifiziert. Das wirft die interessante Frage auf, ob wirklich die Variabilität des Indienmonsuns (= gekoppelte ISM-/ENSO-Variabilität) das atlantisch/europäische Luftdruckfeld beeinflusst oder ob die Wirkungsrichtung nicht genau entgegengesetzt verläuft. Das ist nicht nur für die Auswirkungen auf das Luftdruckfeld, sondern auch für die auf den Niederschlag von Bedeutung. Denn auch Ding & Wang (2005) finden im September im Westmittelmeeerraum einen *Response* im Niederschlag, in Form von Negativanomalien in der dargestellten positiven Phase des Musters. Das geht mit den Ergebnissen von Raichich et al. (2003) konform: dort waren anomal positive Indienmonsunniederschläge im Sommer gefolgt von positiven Bodendruckanomalien im Herbst im Westmittelmeeerraum, die wiederum negative Niederschlagsanomalien erwarten lassen. Die Frage, die sich am Ende dieser Zusammenschau stellt, ist jene, ob sich im Mittelmeerniederschlag tatsächlich tropische Einflüsse manifestieren oder ob nicht umgekehrt der Mittelmeerniederschlag die tropische Zirkulationsvariabilität beeinflusst? Und falls für die erstgenannte konventionelle Sichtweise plädiert wird, ist zu fragen, welche der betrachteten Größen letztendlich das entscheidende Signal für welche der betroffenen mediterranen Regionen liefert. Nach der Studie von Ding & Wang (2005) würde man eine ENSO-/Indienmonsun-Kopplung fokussieren, Mariotti et al. (2005) hingegen schlagen vor, Einflüsse im Westmittelmeeerraum im

ENSO- und im Ostmittelmeerraum im Indienmonsunkontext zu betrachten.

Nur wenige Publikationen beleuchten potenzielle Kopplungen zwischen Mittelmeerklima und Westafrikamonsun. Die mehrfach zitierten Arbeiten von Raichich et al. (2003) und Ziv et al. (2004) finden in der Fachliteratur jüngerer Datums kaum Entsprechungen. Bislang werden hauptsächlich Signale, die aus der Mediterranregion in die westafrikanische Monsunregion hineinwirken, diskutiert. Ein Beispiel wurde bereits erläutert - die Verlinkung des Mittelmeerraumes mit dem westafrikanischen Monsungeschehen über die Etesien als einströmenden Ast der Hadleyzirkulation (Raichich et al. 2003). Die Meeresoberflächentemperaturen des Mittelmeeres scheinen einen zusätzlichen Beitrag zu liefern, vor allem bei verstärktem Harmattan und/oder Etesien: positive Temperaturanomalien des Mittelmeeres werden als ursächlich für positive Niederschlagsanomalien in Westafrika betrachtet, da ein erhöhter atmosphärischer Feuchtegehalt über die Nordströmung nach Westafrika hinein transportiert wird (Rowell 2003, Jung et al. 2006, Fontaine et al. 2009).

Für eine Westafrikamonsun-Mittelmeer-Telekonnektion finden sich kaum Hinweise: lediglich in der mittleren Troposphäre über dem Ostmittelmeerraum konnten Ziv et al. (2004) Luftmassen aus Ostafrika nachweisen. Die Autoren interpretierten sie als ausströmenden bzw. absinkenden Ast der ostafrikanischen Hadleyzelle. Für den westlichen Mittelmeerraum und den in der vorliegenden Arbeit fokussierten Westafrikamonsun lassen die Publikationen von Chen (2005) und Sultan & Janicot (2003) zu, Hypothesen über ähnliche Mechanismen aufzustellen: bei Chen (2005) könnte Subsidenz aus dem erläuterten mitteltroposphärischen Divergenzzentrum und/oder am Nordrand des Sahara-Hochs, ebenfalls als ausströmender Hadleyast interpretierbar, zumindest den Südsaum der Westmediterranregion treffen. Und auch die Studie von Sultan & Janicot (2003) führt südwestmediterrane Hochdruckanomalien an, die auf subsidente Luftmassen aus der Konvektion in der ITCZ bzw. dem Sahara-Hitzetief zurückgeführt werden. Beide Fälle würden für den Westen bzw. Südwesten der Mediterranregion negative Niederschlagsanomalien im Sommer, bei langandauernden Monsunperioden möglicherweise noch im Herbst, erwarten lassen. Folgt man der Argumentationslinie, dass ein starkes Sahara-Hoch durch den südwärtig verlagerten *African Easterly Jet* (s. Grist 2002) und starke Subsidenz über Nordafrika bzw. dem Mittelmeerraum Anzeichen für negative Niederschlagsanomalien im Sahel und im Mittelmeerraum darstellt, muss man eine positive Kopplung zwischen Mittelmeer- und Westafrikaniederschlag erwarten. Würde der Effekt dominieren, den Sultan & Janicot (2003) zeichnen, dann könnte eine verstärkte Luftmassensubsidenz im West- bzw. Südwestmittelmeerraum möglicherweise Anzeichen für starke westafrikanische Monsunniederschläge sein. In Folge dessen würde die interannuelle westafrikanische und mediterrane Niederschlagsvariabilität negativ korreliert sein.

Da aber beispielsweise Ziv et al. (2004) stärker den Einfluss der Levante auf den Nordostafrikamonsun als das umgekehrte Verhältnis herauspräparieren konnten, wird auch für den westlichen Mittelmeerraum ähnliches erwartet. Insofern könnten sich potentielle Kopplungen zwischen Westmittelmeerraum und Westafrika über die Indienmonsun-abhängige Subsidenz im Westmittelmeerraum/subtropischen Ostatlantik veräußern (Rodwell & Hoskins 2001, Ding & Wang 2005). Intensivierte Etesien in etwa könnten nicht nur abhängig von ostmediterranen Persientief-Anomalien, sondern auch in Abhängigkeit von westmediterranen Hochdruckanomalien eintreten¹⁶.

Prozessketten wären vorstellbar, wie z.B. nach Sultan & Janicot (2003), dass westmediterrane Hochdruckanomalien über verstärkte Lee-Effekte am Atlasgebirge, der resultierenden Vertiefung des Sahara-Hitzetiefs, der nachfolgenden Intensivierung der Südwest-Monsunströmung (und dem einhergehenden gesteigerten Feuchtetransport) die Erhöhung der monsunalen Niederschläge in Westafrika verantworten. Nach Chen (2005) könnte ein stärkeres mitteltroposphärisches Divergenzzentrum über Nordafrika (abhängig von einer intensiver ausgeprägten Tibethöhenantizyklone) einerseits möglicherweise die Subsidenz im Mittelmeerraum erhöhen, andererseits das Sahara-Hoch verstärken. Demzufolge müssten sich die resultierenden Effekte überlagern: westmediterrane Hochdruckanomalien würden nach erläuterter Prozesskette positive westafrikanische Niederschlagsanomalien erwarten lassen, das verstärkte Sahara-Hoch über die Südwärtsverlagerung des *African Easterly Jets* tendenziell eher negative.

An diesen Ausführungen wird deutlich, wie komplex die zirkulationsdynamischen Mechanismen im Einzugsbereich einer Region wie dem Mittelmeerraum ausfallen, in der tropische, subtropische und außertropische Zirkulationsglieder nicht nur unabhängig voneinander agieren, sondern häufig auch ineinandergreifen bzw. wechselwirken.

So sollen am Ende diejenigen Zirkulationsphänomene noch einmal namentlich genannt sein, die Wechselwirkungen zwischen der außertropischen West- und der tropischen Ostströmung widerspiegeln und die bereits im niederschlagsklimatologischen Grundkapitel (Kap. 3.1.3) erschöpfend erläutert wurden: auch in der Beteiligung von *Red Sea troughs* und *Tropical Plumes* am mediterranen Niederschlagsgeschehen kommt die Variabilität des westafrikanischen Sommermonsunsystems zum Ausdruck.

¹⁶Raichich et al. (2003) finden im Westmittelmeerraum ja positive Korrelationen mit den ISM, allerdings nur schwache und maximal nur zwischen August und November.

3.4 Zusammenfassung der bedeutsamen außertropischen Telekonnektionen

Die wichtigsten außertropischen Telekonnektionen mit Einfluss auf den mediterranen Niederschlag sollen ebenfalls kurz zusammengefasst sein, denn sie werden bei der inhaltlichen Interpretation benötigt, um tropische von außertropischen Telekonnektionsanteilen zu separieren. Einer der meistdiskutierten Variabilitätsmodi des nordhemisphärischen Luftdruckfelds ist die Nordatlantische Oszillation bzw. *North Atlantic Oscillation* (Walker & Bliss 1932). Sie wird auch als „regionale“, nordatlantische Manifestation der hemisphärisch übergreifenden *Arctic Oscillation* betrachtet (Thompson & Wallace 1998). Ihre herausragende Bedeutung für die Niederschlags- und Temperaturverteilung in Europa wird in zahlreichen Publikationen hervorgehoben, z.B. in van Loon & Rogers (1978), Lamb & Pepler (1987), Hurrell (1995), Hurrell & van Loon (1997), Wanner et al. (2001). Die Variabilität in der Ausprägung der nordatlantischen Aktionszentren (Azorenhoch, Islandtief) und in der Lage der nordatlantischen Sturmbahnen wird als Ursache für die Entstehung und Aufrechterhaltung dieser Telekonnektion betrachtet. Für den Niederschlag im Mittelmeerraum wird vor allem der negative Zusammenhang zur Nordatlantischen Oszillations-Variabilität im Winter diskutiert. Demnach gehen NAO(+)-Situationen mit Negativ-, und NAO(-)-Situationen mit Positivanomalien primär im westmediterranen Niederschlag einher. In der positiven Phase der Nordatlantischen Oszillation oder in NAO(+)-Jahren folgen die atlantischen Frontalzyklonen nördlichen Zugbahnen, gleichzeitig wird der westliche und zentrale Mittelmeerraum durch das intensivierte Azorenhoch vom atlantischen Frontengebahnen abgeschirmt. Während des negativen NAO-Modus bzw. in NAO(-)-Jahren führen abgeschwächte Aktionszentren und ein anomal südlicher Verlauf der Atlantik-Tiefs zu verstärktem Tiefdruckeinfluss in der westlichen Mediterranregion. Vor allem für die Niederschlagsvariabilität der iberischen Halbinsel (Ulbrich et al. 1999, Trigo et al. 2002b, Dünkelloh & Jacobeit 2003, Muñoz-Díaz & Rodriguez 2003, Trigo et al. 2004a, Santos et al. 2005, Beranová & Huth 2008), aber beispielsweise auch für die der Türkei (Türkeş & Erlat 2003, 2005) lässt sich diese Beziehung nachweisen. Xoplaki (2002) und Dünkelloh & Jacobeit (2003), die die Niederschlagsvariabilität des gesamten Mittelmeerraumes analysieren, finden auch im östlichen (Israel) bzw. südöstlichen Mittelmeerraum (Ägypten, Libyen) NAO-bedingte Niederschlagsanomalien, dann mit entgegengesetztem Vorzeichen zu denen der Westmediterranregion. Xoplaki (2002) streicht außerdem die deutliche Ähnlichkeit zwischen den NAO- und AO-Anomalien im mediterranen Winterniederschlag heraus.

Im Frühjahr werden schwächere Zusammenhänge, in regionaler Verbreitung vergleichbar mit denen des Winters, in zumeist derselben Wirkungsrichtung festgestellt (Dünkelloh & Jacobeit

2003, Türkeş & Erlat 2005). Regional differenziert werden aber auch gegenteilige Situationen beobachtet, wie z.B. von Martín et al. (2004), die für die Südostküste Iberiens im Frühjahr von NAO(+)- Jahren anomal hohe und in NAO(-)-Situationen anomal niedrige Niederschläge detektieren.

Als eine regionalskalige Manifestation der Nordatlantischen Oszillations-Variabilität im Mittelmeerraum und Winter kann die sogenannte Mediterrane Oszillation (MO) betrachtet werden (Conte et al. 1989). Auch mit ihr werden gegensätzliche Temperatur- und Niederschlagsanomalien im West- und Ostmittelmeerraum in Verbindung gebracht. Die anfängliche Idee, die Mediterrane Oszillation könne die hochtroposphärische Ausdrucksform einer Ozean-Atmosphärenkopplung im Mittelmeer sein, etwa als ein kleinräumiges Pendant zur *El Niño-Southern Oscillation* im Pazifik, wich bald der Erkenntnis, dass sich das regionale Fernkopplungsmuster in größerskalige Telekonnektionen einordnen lässt. Dünkeloh & Jacobbeit (2003) beispielsweise ermittelten die starke Kopplung zwischen der Variabilität der MO und der Nordatlantischen bzw. Arktischen Oszillation. Sie interpretierten das hochtroposphärische Telekonnektionsmuster der Mediterranen Oszillation als Manifestation der AO/NAO-Variabilität - in ihren Analysen auf die mediterrane Winterniederschlagsvariabilität konditioniert. Der Zusammenhang zwischen AO/NAO und der Mediterranen Oszillation sowie die Varianzklärungsanteile dieser Telekonnektion im mediterranen Niederschlag, das ist der zuletzt genannten Publikation zu entnehmen, reduzieren sich im fortschreitenden Frühjahr, verschwinden im Sommer und regenerieren sich wiederum im Winterhalbjahr. Palutikof (2003) betont, dass sich eine von großskaligen Einflüssen unabhängige Oszillation lediglich noch in den Sommermonaten festschreiben ließe - in einer Jahreszeit, für die keine Zusammenhänge zu übergreifenden Telekonnektionen bekannt sind.

Barnston & Livezey (1987) identifizierten zwei weitere bedeutsame Variabilitätsmodi der Nordhemisphäre, das *Eurasia, Type 1*- und *Eurasia, Type 2*- Muster, deren Einfluss sich auch auf den Mittelmeerniederschlag nachweisen lässt. Das *Eurasia, Type 1-Muster* wird in der Fachliteratur auch als *Scandinavia Pattern* bezeichnet und tritt in allen Monaten außer Juni und Juli auf. Die für den positiven Modus dieses Musters charakteristische positive Luftdruckanomalie über Fennoskandien wird mit blockierenden Antizyklonen über Skandinavien und Westrussland in Verbindung gebracht (Trigo et al. 2004b, Barriopedro et al. 2006). Über dem Westmittelmeerraum und der Mongolei hingegen sind dann zwei negative Kopplungszentren ausgebildet. Nahezu die gesamte Mediterranregion erfährt positive Niederschlagsanomalien in der positiven Phase des *Scandinavia Patterns*, vorzugsweise im Winter (Xoplaki 2002).

Das *Eurasia, Type 2-Muster* (Barnston & Livezey 1987) oder auch *East Atlantic/West Russia-*

Pattern (EA/WR) konstituiert sich ebenfalls aus drei Telekonnektionszentren. In der positiven Phase des Musters kann ein positives Kopplungszentrum über England/Dänemark, ein negatives nördlich des Kaspischen Meeres und ein zweites positives über Nordostchina/Korea ausgemacht werden. Diese Telekonnektion tritt zwischen Oktober und Februar auf, wobei Barnston & Livezey (1987) anmerken, dass sich das *East Atlantic/West Russia*-Pattern des Februars mit dem Telekonnektionsmuster der Nordatlantischen Oszillation vermischt. Auch Xoplaki et al. (2004) verschränkt das EA/WR- mit dem NAO/AO-Muster. Statistisch signifikante Zusammenhänge zum mediterranen Winterniederschlag lokalisieren Xoplaki (2002) und Xoplaki et al. (2004) v.a. im westlichen, zentralen und nordöstlichen Mittelmeerraum. Die Telekonnektionen des Mittelmeerniederschlags mit der außertropischen Zirkulation sind zwar umfassender analysiert als die Fernwirkungen aus tropischen Arealen. Dennoch wäre auch hier ein differenzierteres Bild, vor allem für die mediterrane Niederschlagsvariabilität in den Übergangsjahreszeiten und im Sommer, wünschenswert.

4 Datengrundlage

In diesem Kapitel wird das der Arbeit zu Grunde liegende Datenmaterial aufgeführt. Die interannuellen Schwankungen des Mittelmeerniederschlags sowie der atmosphärischen Zirkulation und der Meeresoberflächentemperaturen im übergreifenden Untersuchungsgebiet werden auf Basis von monatlich aufgelöstem Datenmaterial aus verschiedenen globalen Gitternetzdatensätzen analysiert. Die charakteristische interanuelle Variabilität verschiedener tropischer und außertropischer Telekonnektionen wird sowohl mit bereits vorgefertigten als auch mit eigenständig kalkulierten Telekonnektions-Indizes erfasst.

4.1 Datensätze

Aus dem Vasclimo-1.1 Niederschlagsdatensatz des *Global Precipitation Climatology Centers* des Deutschen Wetterdiensts wurde das mediterrane Niederschlagsfeld entnommen, das im weiteren Verlauf der Arbeit in Form von 15 verschiedenen Niederschlagsregionen analysiert wird. Der Vasclimo-1.1-Datensatz beinhaltet den globalen Festlandsniederschlag als Monatssummen für den Zeitraum 1951 bis 2000 im $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ Gitternetz (vgl. Beck et al. 2005). Sowohl das mediterrane Niederschlagsfeld, das in dieser Arbeit analysiert wird (s. Kap. 3.1.1), als auch die westafrikanischen Niederschlags-Indizes zur Beschreibung der WASM-Variabilität (s. Kap. 4.2) basieren auf den monatlich aufgelösten Vasclimo-1.1- Niederschlagsdaten. Die 50-jährige Periode, auf die sich dieser Datensatz beschränkt, wurde gleichsam als Untersuchungszeitraum festgeschrieben.

Alle verwendeten Variablen zur Beschreibung der atmosphärischen Zirkulationsdynamik entstammen dem globalen Gitternetzdatensatz des NCEP¹/NCAR² Reanalyseprojekts (Kalnay et al. 1996, Kistler et al. 2001). Diese Daten, auch als NCEP/NCAR-Reanalysen bezeichnet, werden mit einem meteorologischen Vorhersagemodell generiert, das auf Basis von qualitätskontrollierten Beobachtungsdaten (z.B. Stations-, Schiffs-, Satellitendaten u.a.) den Zustand der Atmosphäre abschätzt. Der resultierende sechsstündlich aufgelöste Datensatz im $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ - Gitter

¹National Center for Environmental Prediction

²National Center for Atmospheric Research

bietet Vorteile vor alternativen Produkten: er liegt in globaler Abdeckung vor, ist räumlich und zeitlich einheitlich aufgelöst, wird fortlaufend aktualisiert und ist, auf Grund der Verwendung eines einzigen Klimamodells und einer einzigen Interpolationsmethode, in sich konsistent. Die verschiedenen abgeschätzten oder abgeleiteten Zirkulationsvariablen werden je nach Vertrauenswürdigkeit, abhängig von der Einflusshöhe der Beobachtungsdaten, in die vier Kategorien A, B, C und D eingestuft. Am meisten seriös und am wenigsten modellabhängig sind Klasse-A-Variablen. Das im Rahmen dieser Arbeit verwendete Luftdruckäquivalent der geopotentiellen Höhen, sowie das Horizontal - und Meridionalwindfeld (U- und V-Windkomponente) entstammen dieser Gruppe. Das ebenfalls herangezogene Vertikalwindgeschwindigkeitsfeld (Omega) hingegen wird den Klasse-B-Variablen zugeordnet, in denen sich der Modelleinfluss stärker bemerkbar macht. Für diese insgesamt vier verschiedenen Zirkulationsvariablen wurden die Monatswerte von 3589 Gitterpunkten im Gitternetzausschnitt 90° O bis 150° W und 20° N bis 70° N für die insgesamt zwölf Luftdruckniveaus zwischen 1000 hPa und 100 hPa (1000 hPa, 925 hPa, 850 hPa, 700 hPa, 600 hPa, 500 hPa, 400 hPa, 300 hPa, 250 hPa, 200 hPa, 150 hPa und 100 hPa) für die Jahre 1951 bis 2000 extrahiert - dem Zeitraum, auf den sich der herangezogene Niederschlagsdatensatz beschränkt.

Darüber hinaus wurden die nordhemisphärischen und tropischen Meeresoberflächentemperaturen (engl.: Sea Surface Temperatures, SSTs) zwischen 180° W und 180° O bzw. 70° N und 20° S analysiert. Sie wurden dem gitterten ($2^{\circ} \times 2^{\circ}$) und monatlich aufgelösten ERSST.v3- Datensatz entnommen, der von der *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) bereitgestellt und zuletzt 2008 zur aktuellen Version überarbeitet wurde (Smith & Reynolds 2003, 2004, Smith et al. 2008).

Weiterhin wurde auf vorgefertigte Telekonnectionsindizes zurückgegriffen, vor allem, um die Nähe von Analyseergebnissen zu den fokussierten tropischen Telekonnectionen zu überprüfen. Die NOAA, die *Climate Research Unit* (CRU) der Universität East Anglia und das *Indian Institute of Tropical Meteorology* (IITM 2010) stellen Indexzeitreihen für die wichtigsten nord- und südhemisphärischen Telekonnectionen zur Verfügung. Zur Erfassung der tropischen Kenngrößen sind im Rahmen der vorliegenden Arbeit der NINO3.4-Index und der *All-India-Rainfall-Index* (AIRI) relevant.

Der NINO3.4-Index (NOAA), der die *El Niño-Southern Oscillation*-Variabilität repräsentiert, beschreibt die Variabilität der Meeresoberflächentemperaturen im zentralen östlichen Pazifik zwischen 170° W bis 120° W und 5° N bis 5° S und ist auf Abbildung 4.1 mit einer schwarzen Box dargestellt. Trenberth (1997) betont die herausragende Rolle der NINO3.4-Region im Vergleich zu den anderen vier ENSO-relevanten Meeresoberflächengebieten, der NINO 1-, NINO

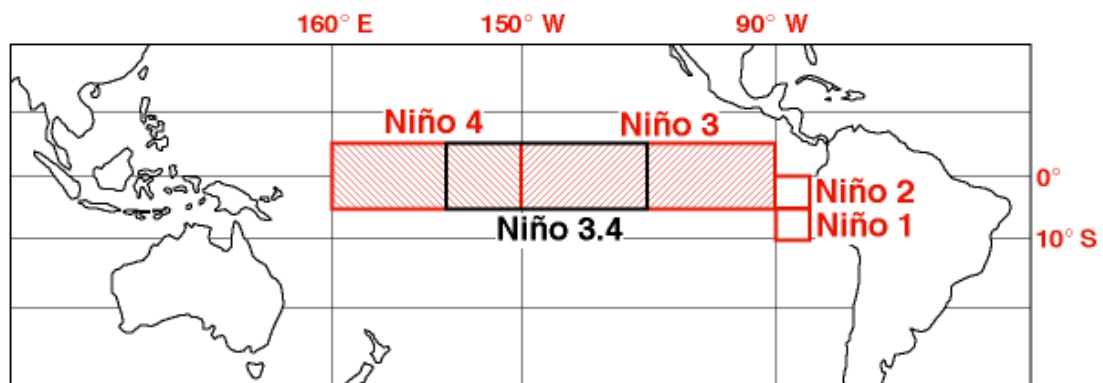


Abb. 4.1: Meeresoberflächenregionen (NINO 1, NINO 2, NINO 3, NINO3.4, NINO 4) im tropischen Zentral- und Ostpazifik, mit denen das Schwankungsverhalten der *El Niño-Southern Oscillation* umschrieben wird, aus: Pielke & Landsea (1999, S. 2028).

2-, NINO 3- und NINO 4-Region, die auf Abbildung 4.1 in rot markiert sind. Er beobachtet in der NINO3.4-Region während El Niño-Ereignissen häufig eine wärmere Meeresoberfläche bzw. größere Abweichungen vom Mittelwert als beispielsweise in der NINO 3-Region. Da Trenberth (1997) darüber hinaus auf Basis von NINO3.4-Temperaturanomalien das Auftreten von El Niño- und La Niña-Ereignissen definiert, was für diese Arbeit von Relevanz ist, wurde der NINO3.4-Index ausgewählt, um die Variabilität der *El Niño-Southern Oscillation* zu erfassen.

Die interannuelle Schwankung des Indischen Sommermonsuns wird mit Hilfe des *All-India-Rainfall-Index* (AIRI) umschrieben (vgl. Parthasarathy et al. 1995b,a). Dieser Index repräsentiert die Niederschlagsvariabilität auf dem indischen Subkontinent. Die Niederschlagszeitreihen von insgesamt 306 Stationen fließen in die Indexberechnung ein, die zusammen ca. 90% der Fläche des indischen Subkontinents abdecken. Eine Übersicht über die verwendeten Stationszeitreihen liefern Parthasarathy et al. (s. 1995a, Abb. 1).

Auch sogenannte dynamische Monsun-Indizes wurden anfänglich kalkuliert und getestet, im Laufe der Arbeit aber wieder beiseite gelegt. Zwei Beispiele für dynamische Indizes sind der Webster-Yang-Index (Webster & Yang 1992) und der Monsun-Hadley-Index (Goswami et al. 1999), die auf Basis der Windscherung in U- bzw. V- Windrichtung über der indischen Monsunregion und dem tropisch-subtropischen Indik berechnet werden. Zwei große Schwierigkeiten offenbarten sich bei der Arbeit mit diesen Indizes: erstens ist die repräsentierte Variabilitätsinformation häufig nicht ausreichend mit der Niederschlagsvariabilität auf dem Indischen Subkontinent korreliert, die im *All-India-Rainfall-Index* zum Ausdruck kommt. Demzufolge

charakterisieren oftmals stark auseinanderlaufende Aussagen ein- und dasselbe Ergebnis. Und zweitens sind manche dieser Indizes, wie z.B. der Webster-Yang-Index, viel stärker mit der Variabilität der ENSO als mit der des Indienniederschlags gekoppelt. Auch wenn ein Analyseergebnis mit der Variabilität dieses dynamischen Index konform geht, spiegelt das nicht automatisch die Variabilitätsanteile der Indienmonsundynamik wider.

Unumstößlich hingegen ist, dass die Schwankungen des indischen Sommermonsunsystems im indischen Sommerniederschlag Ausdruck finden. Um nicht zusätzliche Unschärfen im Rahmen der Ergebnisinterpretation einzuführen, wurde im Verlauf dieser Arbeit entschieden, ausschließlich den *All-India-Rainfall-Index* als klar nachvollziehbare Größe zur Beschreibung der indischen Sommermonsunvariabilität zu verwenden.

Auch außertropische Telekonnektions-Indizes kamen zum Einsatz, primär zur Abgrenzung von Ergebnissen im Hinblick auf außertropischen Fernkopplungen. Darunter befinden sich die Indizes der Arktischen- und Nordatlantischen Oszillation (AO und NAO), des *East Atlantic-* (EA), des *East Atlantic/West Russia-* (EA/WR) und des *Scandinavia-Patterns* und der Index des Nordatlantischen Tripols (NATL). Diese von der NOAA bereitgestellten Zeitreihen werden, bis auf den NATL-Index, auf Basis s-modaler Varimax-rotierter Hauptkomponentenanalysen der einzelmonatlichen 500 hPA-Anomalien (relativ zur Bezugsperiode 1950-2000) zwischen 20° N und 90° N berechnet. Der Index des Nordatlantischen Tripols ist die Zeitreihe zur führenden Hauptkomponente der atlantischen Meereroberflächentemperaturen zwischen 10° N und 70° N und 0° W und 80° W. Daneben wurde auf einen alternativen NAO-Index zurückgegriffen, der von der CRU bereitgestellt wird und der zur Unterscheidung vom NAO-Index der NOAA im weiteren Fortgang dieser Arbeit als Jones-NAO-Index bezeichnet wird. Jones et al. (1997) kalkulierte diesen erweiterten NAO-Index als die normalisierte Luftdruckdifferenz zwischen Reykjavik und Gibraltar - nicht zwischen den „konventionellen“ NAO-Index-Stationen Stykkisholmur und Ponta Delgada also. Trotz möglicher Zusatzinformationen, die dieser Index liefern kann - die saisonal variierende Lage der Aktionszentren der Nordatlantischen Oszillation vermag der Jones-NAO-Index nicht nachzuvollziehen. Da dies als Nachteil gewertet wird, wird primär der dynamische PC-basierte NAO-Index der NOAA verwendet und nur in Ausnahmefällen wird der CRU-Index herangezogen.

4.2 Konstruktion von mediterranen und westafrikanischen Telekonnektions-Indizes

Die Telekonnektions-Indizes zur Erfassung der mediterranen Oszillations-Variabilität und der sommermonsunalen Niederschlagsschwankungen in Westafrika wurden selbstständig erzeugt.

Der Mediterrane Oszillations-Index wurde als die standardisierte Differenz zwischen den hochpassgefilterten Anomalien der einzelsaisonalen Gitterpunktszeitreihen über Algier (5°E , 37.5°N) und Cairo (32.5°E , 30°N) kalkuliert, separat für das 1000hPa- (MOI-1000) und das 500 hPa-Niveau (MOI-500).

Um Konsistenz zu wahren, wurde die Variabilität des westafrikanischen Sommermonsuns ebenso wie die des Indiensommermonsuns über die einhergehenden Schwankungen im bodennahen Niederschlagsfeld definiert. Unter Zuhilfenahme der Hauptkomponentenanalyse (s. Kap. 5.3.1) wurden zwei westafrikanische Niederschlagsindizes gewonnen. Die monatlichen Niederschlagsanomalien von insgesamt 4876 westafrikanischen Gitterpunkten zwischen 0°E und 40.5°W und 18.5°O und 40.5°W , entnommen aus dem Vasclimo1.1-Datensatz, fanden Eingang in eine s-modale, Varimax-rotierte PCA. Alle Niederschlagsanomalienwerte aller zwölf Monate aller Jahre zwischen 1951 bis 2000 flossen als die insgesamt 600 Beobachtungsfälle für jede der Eingangsvariablen (Gitterpunkte) ein. Die Bereinigung um den Jahresgang erfolgte durch die Subtraktion der gitterpunktspezifischen langjährigen Monatsmittelwerte (1951-2000). Insgesamt zehn Hauptkomponenten wurden nach dem Dominanzkriterium (s. Kap. 5.3.1) extrahiert, die zusammen 61.5% der Gesamtvarianz des Eingangsdatenfelds auf sich vereinigen. Von den beiden Hauptkomponenten mit den höchsten Varianzerklärungsanteilen (16.3% und 6.2%) umfasst die erste PC die südliche Sahelregion zwischen ca. 10°N und 20°N und die zweite schwächere den Guineaküstenbereich südlich davon. Die räumliche Ausdehnung der beiden westafrikanischen Variabilitätsmodi findet sich in Abbildung 4.2a. Aus den regionalen Mittelwerten der Gitterpunktzeitreihen, deren maximale Ladung auf die führende Hauptkomponente entfällt, wird der Westafrika-Sahel-Index (WASI) berechnet, jeweils separat für die zwölf Einzelmonate eines Jahres. Aus den Zeitreihen mit maximaler Ladung auf die zweite PC wird nach demselben Prinzip der Westafrika-Guinea-Index (WAGI) erstellt.

Eine Übersicht über die langzeitlichen Monatsmittel (1951-2000) beider Indizes liefert Abbildung 4.2b. Beide Niederschlagsgebiete sind durch ein sommermonsunales Niederschlagsregime gekennzeichnet mit der Hauptregenzeit im Sommerhalbjahr zwischen Mai und Oktober. In der einzelmonatlichen Niederschlagsverteilung lassen sich Differenzen ausmachen. Die mittlere Jahressumme des WASI-Gebietes beträgt nur in etwa ein Drittel des Wertes (ca. 551 mm), den die Guineaküstenregion verzeichnet (ca. 1500 mm). Ganz deutlich zeichnet sich eine einzige Niederschlagsspitze im August ab, die an den nordwärtigen ITCZ-*Shift* im Juli geknüpft ist und an das damit verbundene Einsetzen des westafrikanischen Sommermonsuns. In den Wintermonaten fällt so gut wie kein Niederschlag.

Davon unterscheidet sich das Niederschlagsdiagramm der Guineaküsteregion (4.2b, re.) in erster Linie dadurch, dass auch die Frühjahrs- und Herbstmonate von deutlich höheren Nieder-

schlagssummen gekennzeichnet sind. Das erklärt sich durch die ganzjährige räumliche Nähe des WAGI-Gebiets zur Innertropischen Konvergenzzone. Zwischen Mai und Juni, zur Zeit des Vormonsuns, liegt diese in etwa bei 5° N (Sultan & Janicot 2003) - direkt über der Region und verursacht die hohen Niederschlagssummen der Frühjahrs- und Frühsommermonate. Die Niederschlagsbeträge fallen außerdem in allen Sommermonaten zwischen Juni und September durchwegs höher als im WASI-Gebiet aus, da die Südwest-Monsunströmung einen kontinuierlichen Feuchtetransport vom tropischen Atlantik in die Region gewährleistet. Die sommerliche Position der ITCZ ist bei ca. 10° N angesiedelt (Sultan & Janicot 2003) und fällt in etwa mit dem Grenzverlauf zwischen WAGI- und WASI-Gebiet zusammen. Nach Nicholson (2009) ist das die Breitenlage maximaler Augustniederschläge über Westafrika, da in dieser Zone, zwischen der Achse des *African Easterly*- und *Tropical Easterly-Jets*, der stärkste vertikale Luftmassenaufstieg beobachtet wird. Beide westafrikanischen Niederschlagsregionen sind demnach im Einzugsbereich der sommermonsunalen Hauptniederschlagsaktivität angesiedelt und spiegeln den westafrikanischen Sommermonsun aus unterschiedlicher Perspektive wider. Deshalb werden auch beide Regionen im weiteren Fortgang der Arbeit berücksichtigt.

Die WASI-Region partizipiert an einem Gebiet, das im Laufe des letzten Jahrhunderts von mehreren sehr strengen Dürren heimgesucht wurde (Folland et al. 1986, Lamb & Pepler 1992, Ward 1998, Dai et al. 2004), auch wenn sie mit dem südlichen und feuchteren Gebietsanteil des Sahels übereinstimmt (Sudan bzw. Sudanosahel). Die jüngste dieser Dürreperioden hielt über die 70-er und 80-er Jahre des letzten Jahrhunderts an und fällt somit in den Untersuchungszeitraum dieser Arbeit. In diesem Kontext ist von Vorteil, dass der Fokus auf die interannuellen Zusammenhänge gerichtet ist: die saisonal gemittelten Zeitreihen der beiden westafrikanischen Niederschlags-Indizes werden, wie auch diejenigen aller herangezogenen Telekonnektionsindizes, hochpassgefiltert (s. Kap. 5.1); so ist das Augenmerk ausschließlich auf die Abweichungen der Niederschlagswerte von denen der vorangegangenen bzw. nachfolgenden Jahre gerichtet. Die dekadische Variabilität, wie sie in den Saheldürren sehr deutlich zum Ausdruck kommt, kann also nicht den Blick auf die Zusammenhänge mit dem mediterranen Niederschlag verstellen.

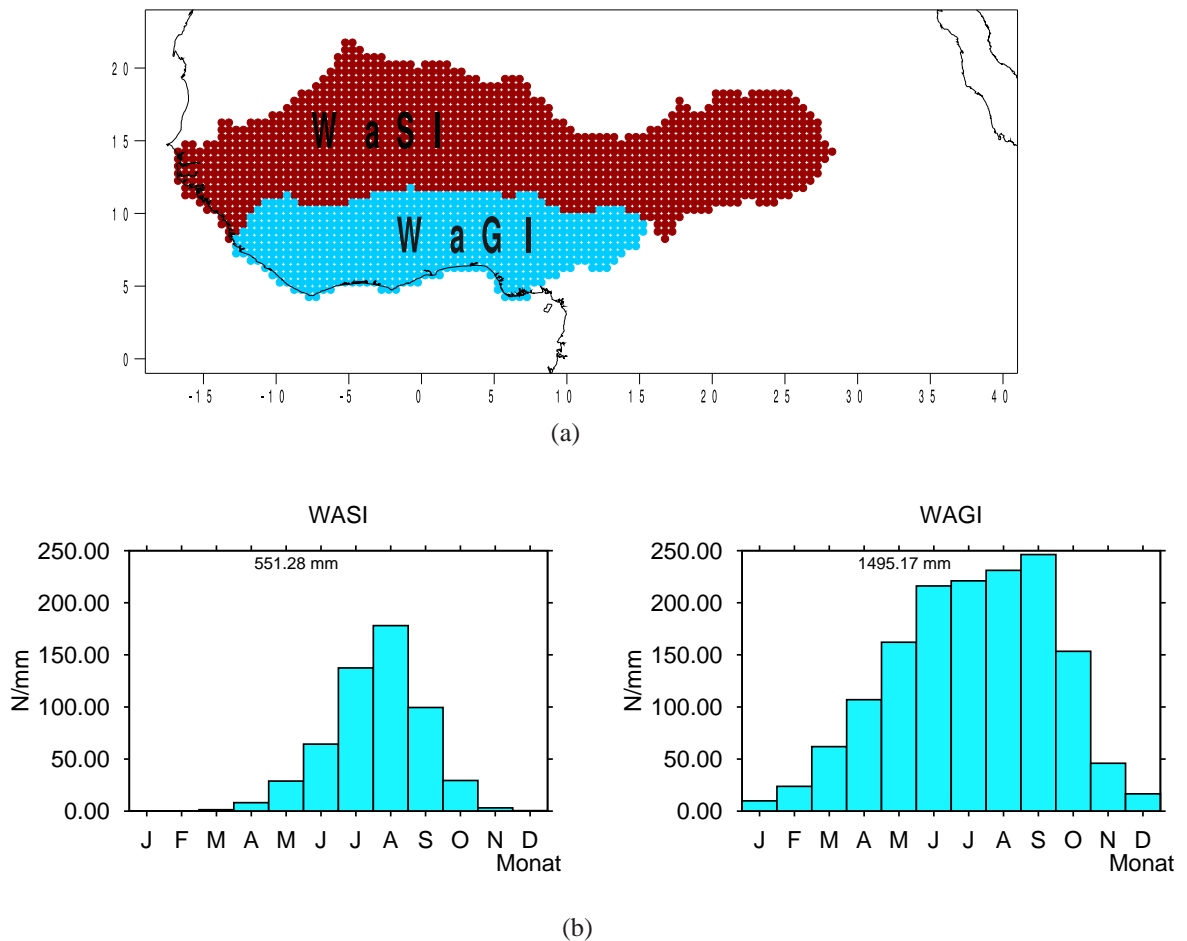


Abb. 4.2: Niederschlagsgebiet des Westafrika-Sahel- (WASI) und des Westafrika-Guinea- (WAGI) Index, definiert durch die Gitterpunkte mit maximalen Ladungen auf die ersten beiden Hauptkomponenten des westafrikanischen Niederschlagsfelds (a). Langzeitliche mittlere Monatssummen (1951-2000) des WASI (b, li.) und WAGI (b, re.) in Millimetern (y-Achse); auf der x-Achse sind die Einzelmonate aufgetragen, in der Mitte des Diagrammfelds (oben) ist die durchschnittliche langjährige Jahressumme als Ziffernwert angeschrieben.

5 Grundlagen und Anwendungsbezüge der verwendeten statistischen Methoden

Im diesem Kapitel werden einerseits die mathematischen Grundlagen der angewandten bi- und multivariaten statistischen Methoden dargelegt. Andererseits wird auch der inhaltliche Kontext erläutert, in dem diese Methoden zur Anwendung kommen. Wenn methodische Modifikationen für spezifische Fragestellungen dieser Arbeit vorgenommen wurden, dann werden die jeweiligen zu Grunde liegenden Analysekonfigurationen hier erläutert. Exemplarisch werden ebenfalls die wesentlichen Eigenschaften von Ergebnissen zentraler Methoden herausgestellt. Werden methodische Aspekte an Hand von inhaltlichen Ergebnissen erläutert, erfolgt das jeweils im ersten Unterkapitel der Hauptkapitel mit den Ergebnisdarstellungen (vgl. Kapitel 6.1 und 7.1). Eine zentrale Methode zur Quantifizierung von Zusammenhängen zwischen Klimavariablen ist die bivariate Korrelationsrechnung. Fortgeschrittene multivariate Anwendungen zielen entweder darauf ab, die Dimension der Eingangsdatenfelder zu reduzieren, wie etwa bei der Niederschlagsregionalisierung. Oder sie werden herangezogen, um die erweiterten Analysekonfigurationen, die z.B. durch notwendige Maßnahmen wie die Saisonabschnittsmittelung entstehen, auf die zentralen Informationen zu komprimieren. Hierunter fallen die Hauptkomponentenanalyse (*Principal Component Analysis*, PCA) und eine optimierten Variante der nicht-hierarchischen Clusteranalyse.

5.1 Saisonabschnittsmittelung und Hochpassfilterung

Dieses Unterkapitel soll relativ knapp gehalten werden, denn die fundamentale Bedeutung der Zeitreihenfilterung und saisonalen Mittelung für (monatliche) Telekonnectionsanalysen behandelt u.a. die Arbeit von Philipp (2003) erschöpfend. Die dort entstandenen Erkenntnisse bestätigten sich im Rahmen der vorliegenden Arbeit und wurden deshalb berücksichtigt. Hier erfolgt ausschließlich eine Beschreibung der zum Teil übernommenen und zum Teil erweiterten Zeitreihen-Grundkonfiguration sowie die Erläuterung der damit einhergehenden Form der Ergebnisdarstellung. Detailliertere Analysen können bei Philipp (2003) eingesehen werden (s.

ebd., Kapitel 5.5 und 6.1).

5.1.1 Saisonabschnittsmittelung

Häufig überlagern lokal- und regionalskalige Schwankungsanteile betrachteter Klimavariablen den Variabilitätsanteil, der auf die großskalige Zirkulation zurückgeführt werden kann. Die mediterrane Niederschlagsvariabilität wird vor allem im Sommer stark durch kleinerskalige und kürzerfristig wirkende Faktoren gesteuert, wie beispielsweise durch die regionale Feuchteverfügbarkeit, lokale Gewitterzellen usw. Diese verstellen die Sicht auf die großskaligen Prozesse der Zirkulationsdynamik, die gleichzeitig auch häufig auf längerfristigen Zeitskalen angesiedelt sind. Das wird besonders deutlich bei atmosphärischen Prozessen, die eng an die Variabilität der (trägeren) Meeresoberflächentemperaturen gekoppelt sind, wie beispielsweise die *El Niño-Southern Oscillation*, deren Zyklusphasen sich über mehrere Monate hinweg entwickeln. In den saisonalen Mitteln tritt der großskalige, längerfristig wirkende Variabilitätsanteil stärker hervor, da die saisonalen Zeitreihen im Hinblick auf saisonal übergreifende, interanuelle Signale geglättet werden.

Deshalb werden in der vorliegenden Arbeit neben den zwölf einzelmonatlichen Zeitreihen jeder betrachteten Variable (Niederschlag, Zirkulation, Telekonnections-Indizes) immer auch die Zeitreihen der saisonalen Mittel mit einer Abschnittslänge zwischen zwei und zwölf Monaten analysiert. Demnach wird der Zusammenhang zwischen zwei Größen, wie beispielsweise zwischen der Variabilität des mediterranen Niederschlags und einem der Telekonnections-Indizes, in 144-facher saisonaler Variation betrachtet. Die daraus resultierende Ergebnisfülle lässt sich in überschaubarer Form an Hand von Saisonabschnittsdiagrammen darstellen. Exemplarisch wird ein solches Saisonabschnittsdiagramm mit Hilfe von Abbildung 5.1 (li.) erläutert.

In diesem Diagramm ist in grün für jeden der insgesamt 144 Saisonabschnitte des zentralmediterranen Niederschlags der maximal positive Korrelationskoeffizient zum Westafrika-Guinea-Niederschlagsindex (WAGI) abgebildet. Maximal positiv bedeutet, der betragsmäßig maximale unter den positiven der zwölf Korrelationskoeffizienten, die für jeden einzelnen Saisonabschnitt berechnet werden. Denn, um eine Vorstellung über die Dauer des Signalwegs zu gewinnen, wurden auch saisonal zeitverzögerte Kopplungen ermittelt. Für jeden Saisonabschnitt, wie z.B. des Zentral-MED-Niederschlags, werden somit insgesamt zwölf Korrelationskoeffizienten berechnet (z.B. mit den entsprechenden Saisonabschnitten des WAGI). Ein Koeffizient spiegelt den simultanen Zusammenhang wider, der sich zwischen gleichartigen Saisonabschnitten einstellt; die restlichen elf denjenigen, der mit einem saisonalen Zeitversatz von einem bis elf Monaten bzw. Saisonabschnitten versehen ist. Auf diese Weise werden alle Saisonabschnitte mit der-

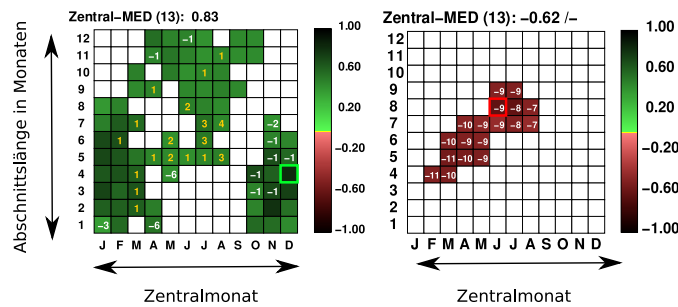


Abb. 5.1: Saisonabschnittsdiagramm mit dem maximal positiven (li.) und maximal negativen (re.) Zusammenhang zwischen Zentral-MED Niederschlag und WAGI-Index; nur statistisch signifikante Korrelationskoeffizienten ($\alpha = 0.05$) sind dargestellt - positive in Grün- und negative in Rottönen. Auf der y-Achse ist die Länge der Saisonabschnitte (1-12 Monate) aufgetragen, auf der x-Achse die Zentralmonate (Januar-Dezember) der Saisonabschnitte. Die signifikanten Korrelationskoeffizienten sind zentriert eingetragen, z.B. für Februar-April und für Februar-Mai auf der x-Achse an der Stelle von März (M). Der maximal positive (negative) Korrelationskoeffizient ist durch ein grünes (rotes) Quadrat hervorgehoben und erscheint als Ziffernwert in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme; gelbe Ziffern stehen für positiven Zeitversatz, d.h. die Zusammenhangsgröße (WAGI) schreitet dem Niederschlag zeitlich voran (z.B. Februar-Aprilabschnitt des Zentral-MED-Niederschlags korreliert maximal mit dem Januar-Märzmittel des WAGI); weiße Ziffern stehen für negativen Zeitversatz, d.h. der Niederschlag schreitet der Zusammenhangsgröße voran (z.B. August-Oktobermittel des Zentral-MED-Niederschlags korreliert maximal mit September-November-WAGI).

selben Abschnittslänge zueinander in Verbindung gesetzt. Der Versuch, mit Hilfe einer dritten Dimension in den Saisonabschnittsdiagrammen einen Überblick über die *time-lag* Beziehungen zu integrieren, wurde verworfen. Die Informationsfülle von weit über tausend Korrelationskoeffizienten in einem Saisonabschnittsdiagramm gewährleistete das Ablesen der zentralen Information nicht mehr. Deshalb wurde entschieden, für jeden Saisonabschnitt ausschließlich den maximal positiven oder den maximal negativen unter den insgesamt zwölf saisonalen Korrelationskoeffizienten darzustellen. Somit erfolgt die Abbildung der positiven und negativen statistischen Beziehung zwischen zwei Größen mit zwei separaten Saisonabschnittsdiagrammen. In Abbildung 5.1 (re.) ist exemplarisch auch das Zentral-MED-Saisonabschnittsdiagramm mit den maximal negativen saisonalen Korrelationskoeffizienten für die WAGI-Kopplung aufgeführt. Überschneidungen zwischen positiven und negativen Kopplungen, die auf Grund des unterschiedlich langen saisonalen Zeitversatzes für die einzelnen Saisonabschnitte eintreten können, führen dann nicht zu Informationsverlust¹.

Wie bereits erwähnt, stellt Abbildung 5.1 (li.) die maximal positiven Korrelationskoeffizien-

¹Eine Ausnahme stellen Saisonabschnittsdiagramme dar, in denen die Ladungen der Telekonnectionsmuster-Hauptkomponenten (s. Kap. 5.3.2) auf die Saisonabschnitte der mediterranen Niederschlagsregionen abgebildet werden. In diesen treten gleichzeitig sowohl positive als auch negative Ladungen auf. Da für jeden Saisonabschnitt nur ein Ladungsbetrag existiert, der entweder positiv oder negativ ist, kann es nicht zu saisonalen Überschneidungen kommen.

ten zwischen dem Niederschlag im Zentralmittelmerraum und an der Guineaküste in grünlicher Farbabstufung dar. Maximal negative Zusammenhänge werden mit Rottönen markiert. Je dunkler die Farbe, desto höher ist der Betrag des Korrelationskoeffizienten. Signifikante Korrelationskoeffizienten werden saisonal zentriert eingetragen. Auf der x-Achse des Diagramms sind die Zentralmonate der jeweils zwölf Saisonabschnitte einer Diagrammzeile aufgetragen. Die y-Achse führt die Abschnittslänge, die sich zwischen einem und zwölf Monaten bewegt. Für saisonale Mittel mit ungeradzahligem Abschnittslänge kann der Zentralmonat direkt von der x-Achse abgelesen werden. Für Saisonabschnitte mit einer geradzahligem Abschnittslänge, wie z.B. die viermonatigen, ist der Monat vor der Saisonabschnittsmitte derjenige, an dessen Stelle ein signifikanter Korrelationskoeffizient aufgetragen wird. Grüne bzw. rote Quadrate heben den bzw. die betragsmäßig maximalen Koeffizienten hervor, die gleichzeitig in der Kopfzeile des Diagramms als Ziffernwert hinter der Regions- oder Indexbezeichnung aufgeführt werden. Die gelben Ziffern im Diagrammfeld heben den positiven Zeitversatz hervor bzw. die Fälle, in denen die Zusammenhangsgröße, hier der WAG-Index, dem Mittelmeerniederschlag voranschreitet. Weiße Ziffern markieren einen negativen Zeitversatz bzw. die Fälle, in denen der Mittelmeerniederschlag dem Niederschlag an der Guineaküste voranschreitet.

5.1.2 Hochpassfilterung

Im Rahmen dieser Arbeit werden Zusammenhangsaussagen über die gemeinsamen von-Jahr-zu-Jahr-Schwankungen von Klimaparametern in voneinander entfernten Regionen, dem Mittelmeerraum und tropischen Einflussgebieten, angestrebt. Anschließend kann über die möglichen Kausalzusammenhänge hinter den statistischen Beziehungen bzw. potentielle Mechanismen der Signalübertragung nachgedacht werden. Langfristvariabilität und/oder Trends, wie z.B. das regional übergreifende Signal der globalen Erwärmung, dürfen die Sicht auf solche interannuellen Zusammenhänge nicht verstellen oder verfälschen. Häufig kommen statistische Kopplungen zwischen Regionen ausschließlich auf Basis eines gemeinsamen Trends in den betrachteten Klimavariablen zustande. Ein solches gemeinsames Merkmal ist dann nicht das Resultat einer Telekonnection zwischen diesen Gebieten, sondern vielmehr auf den Einfluss einer übergreifenden dritten Größe zurückzuführen, die sich auf beide Regionen auswirkt. Um derartige statistische Beziehungen nicht fehlerhaft zu interpretieren, wird die Betrachtung der Langfristvariabilität in dieser Arbeit ausgeklammert. Standardmäßig werden alle monatlichen bzw. saisonal aufgelösten Zeitreihen nach Gauß'scher Art mit einer Filterperiode von 11 Jahren hochpassgefiltert. Der Name dieses Filterverfahrens resultiert aus der Berechnung der Filtergewichte auf Basis der Gauß'schen Normalverteilungsfunktion. Die nk Filtergewichte (zV) errechnen sich für die

zwei gleichgroßen Zeitfenster von jeweils $k = 1, \dots, nk$ Fensterpunkten, in die eine Filterperiode zerlegt werden kann (z.B. 5 bei einer Filterperiode von 11 Jahren) nach:

$$zV = \frac{1}{\sqrt{(2 * \pi)}} * e^{-\frac{(k * (\frac{6}{n}))^2}{2}} \quad (5.1)$$

Anschließend wird jeder Wert der Zeitreihe gewichtet, in dem die $k = 1, \dots, nk$ Werte vor und nach dem jeweiligen Zentralwert mit den $k = 1, \dots, n$ Filtergewichten zV multipliziert und aufsummiert werden (vgl. Schönwiese 2006, S. 72). Die resultierende tiefpassgefilterte Zeitreihe bildet den niederfrequenten Schwankungsanteil der Originalzeitreihe ab. Die hochpassgefilterte Zeitreihe ergibt sich aus der Differenz zwischen Originalzeitreihe und tiefpassgefilterter Zeitreihe und repräsentiert die hochfrequenten Schwankungsanteile der Zeitreihe. Nach Schönwiese (2006) ist dieses Filterverfahren auf Grund seiner Wirksamkeit allen anderen Filterungsverfahren vorzuziehen.

5.2 Bivariate Korrelationsanalyse

5.2.1 Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient und partieller Korrelationskoeffizient

Der Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient nach Pearson (r), im Folgenden auch als Pearson-Korrelationskoeffizient bezeichnet, ist das Maß des linearen Zusammenhangs zweier Stichproben. Die mathematische Formel der Berechnung lautet Sachs (2002, S. 489):

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}) \cdot \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})}} \quad (5.2)$$

mit x_i bzw. y_i als i -tes Element und \bar{x} bzw. \bar{y} als Mittelwert der beiden Zufallsvariablen X und Y mit einem Stichprobenumfang von n . Daraus geht hervor, dass die Kovarianz (im Zähler) durch das Produkt der Standardabweichungen der Einzelstichproben (im Nenner) normiert wird. Infolgedessen bewegt sich der Wertebereich des Korrelationskoeffizienten zwischen -1 und 1, wobei -1 eine perfekt gegenläufige und 1 einen perfekt übereinstimmenden Schwankungsverlauf der untersuchten Stichproben anzeigt.

Der dreidimensionale lineare partielle Korrelationskoeffizient (r_{part}) wird herangezogen, um

die Beziehung zwischen einer abhängigen Variable (a) und einer unabhängigen (b) unter Ausschluss des Einflusses einer dritten (c) oder weiteren Variable zu betrachten. Er berechnet sich für die abhängige Variable a folgendermaßen (Sachs 2002, S. 572):

$$r_{part} = r_{ab.c} = \frac{r_{ab} - r_{ac}r_{bc}}{\sqrt{(1 - r_{ac}^2)(1 - r_{bc}^2)}} \quad (5.3)$$

Dabei ist r_{ab} der lineare Pearson-Korrelationskoeffizient zwischen Variable a und b , r_{ac} der zwischen Variable a und c und r_{bc} der zwischen Variable b und c . Würde eine statistische Beziehung zwischen Variable a und b durch den übergeordneten Einfluss von Variable c zu Stande kommen, dann würde der Betrag des partiellen Korrelationskoeffizienten gegen Null gehen. Mindert Variable c hingegen als Störgröße den Schwankungszusammenhang zwischen a und b beispielsweise dadurch, dass sie mit Variable b antikorreliert, dann würde der Betrag des partiellen Korrelationskoeffizienten den des bivariaten überschreiten. Der partielle Korrelationskoeffizient muss demnach im Vergleich mit dem bivariaten Korrelationskoeffizienten zweier Einzelstichproben interpretiert werden.

Nach Sachs (2002) und Schönwiese (2006) kann die Signifikanzprüfung für den bivariaten und den partiellen Korrelationskoeffizienten mit dem gleichen Verfahren durchgeführt werden.

5.2.2 Signifikanzprüfung

Um die Aussage über das gemeinsame Schwankungsverhalten zweier Stichproben als repräsentativ für die Grundgesamtheit ansehen zu können, müssen folgende statistische Voraussetzungen erfüllt sein: die beiden Ausgangsstichproben müssen sich aus jeweils mindestens 30 Elementen zusammensetzen; sie müssen weiterhin bivariat normalverteilt und stochastisch unabhängig sein. Darüber hinaus muss der ermittelte Zusammenhang linear sein bzw. werden nur die linearen Anteile des Stichprobenzusammenhangs durch die Pearson Korrelationsrechnung ermittelt (Sachs 2002).

Tests auf Normalverteilung zeigten, dass nicht alle analysierten Variablen (wie z.B. der Niederschlag) diese Voraussetzung erfüllen. Diese nicht erfüllte Bedingung kann durch die Anwendung der Fisher-Transformation kompensiert werden. Dabei wird der errechnete Pearson Korrelationskoeffizient r in die sogenannte Korrelationsziffer (\dot{z}) transformiert (Sachs 2002, S. 542):

$$\dot{z} = 0,5 \ln \left[\frac{(1+r)}{(1-r)} \right] \quad (5.4)$$

Für Stichproben mit weniger als 50 Stichprobenelementen, wie das für den 49-jährigen Untersuchungszeitraum (Stichprobenumfang) in der vorliegenden Arbeit realisiert ist, rät (Sachs

2002, ebd.) zu einer modifizierten Berechnungsvariante (z'_H):

$$z'_H = \dot{z} - \frac{(3\dot{z} + r)}{4n} \quad (5.5)$$

Mit Hilfe der Korrelationsziffer kann anschließend ein asymmetrisches, verteilungsfreies Konfidenzintervall K_ρ für den Grundgesamtheitskorrelationskoeffizienten ρ abgeschätzt werden (Sachs 2002, S. 543). Die Intervallgrenzen berechnen sich in Abhängigkeit von \dot{z} bzw. z'_H ²:

$$K_{\dot{z}} = \frac{\dot{z} \pm z_{1-\alpha}}{\sqrt{n-3}} \quad (5.6)$$

Dabei ist $z_{1-\alpha}$ der aus der Standardnormalverteilung abgelesene Schrankenwert (1.96) für die angenommene Irrtumswahrscheinlichkeit, die in dieser Arbeit für die Korrelationsrechnung prinzipiell mit $\alpha = 0.05$ festgelegt wird. Dementsprechend liegt der Korrelationskoeffizient der Grundgesamtheit (ρ) mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5% im berechneten Konfidenzintervall oder eben nicht. Die Intervallgrenzen müssen detransformiert werden, bevor überprüft werden kann, ob das Konfidenzintervall die Null ausschließt. Das kommt der Aussage gleich, dass ρ signifikant von Null verschieden ist und nur dann kann von einer „echten Korrelation“ (Sachs 2002, S. 537) gesprochen werden. Die Detransformation muss für beide der aus Formel 5.6 errechneten Intervallgrenzen durchgeführt werden:

$$K_\rho = \frac{(e^{2K_{\dot{z}}} - 1)}{(e^{2K_{\dot{z}}} + 1)} \quad (5.7)$$

Das geschilderte Verfahren wurde im Zuge dieser Arbeit bei grundsätzlicher Annahme von Nicht-Normalverteiltheit der Stichproben für alle durchgeführten Korrelationsrechnungen angewendet. Sobald das Konfidenzintervall die Null einschließt, wird die Korrelation als statistisch nicht signifikant gewertet. Ist die Null nicht eingeschlossen wird ein Korrelationskoeffizient unter Beachtung der Verteilungsvoraussetzung als signifikant angenommen. Anschließend wird eine weitere Signifikanzprüfung mit einem t-Test durchgeführt, da sich im Rahmen dieses Tests relativ einfach die Voraussetzung der stochastischen Unabhängigkeit der Einzelstichproben berücksichtigen lässt. Dieses Kriterium blieb im Rahmen der Signifikanz-Schätzung durch die Fisher-Transformation bislang unberücksichtigt. Der t-Test wird auf Basis folgender Formel berechnet (Sachs 2002, S. 538):

$$\hat{t} = r \cdot \sqrt{\frac{n-2}{1-r^2}} \quad (5.8)$$

²In die Formeln kann ebenso z'_H eingesetzt werden.

Daraus wird ersichtlich, dass die Höhe der Prüfgröße \hat{t} in Abhängigkeit von der Anzahl der Freiheitsgrade (im Zähler: $FG = n - 2$) variiert. Nach (Schönwiese 2006) muss im Falle von autokorrelierten Stichprobenzeitreihen mit einer reduzierten Freiheitsgradanzahl FG_R gerechnet werden:

$$FG_R = FG \frac{1 - |r_{ax}| \cdot |r_{ay}|}{1 + |r_{ax}| \cdot |r_{ay}|} \quad (5.9)$$

Die Reduktion findet in Abhängigkeit der Autokorrelationskoeffizienten r_{ax} und r_{ay} der beiden Stichproben X und Y statt. r_{ax} und r_{ay} drücken die zeitliche Autokorrelation der jeweiligen Stichproben bei einem Zeitversatz von einem Jahr aus. Da hochpassgefilterte Zeitreihen verstärkt zu negativer Autokorrelation tendieren, werden in der vorliegenden Arbeit alle Signifikanzaussagen für den Pearsonkorrelationskoeffizienten unter Berücksichtigung der reduzierten Freiheitsgradanzahl FG_R getroffen. Erst wenn auch der t-Test für die geprüfte Korrelation mit $\alpha = 0.05$ Signifikanz anzeigt, wird von statistisch signifikanten Korrelationen gesprochen. Falls dann nicht explizit ein Signifikanzniveau angegeben wird, liegt immer eine Sicherheitswahrscheinlichkeit von 95% zu Grunde.

5.2.3 Anwendung

Die Pearsonkorrelation wird im Rahmen dieser Arbeit verwendet, um das gemeinsame Schwankungsverhalten zwischen dem Mittelmeerniederschlag und den fokussierten tropischen Telekonnektionen zu untersuchen. Direkte bivariate Korrelationen, beispielsweise zwischen den Zeitreihen der mediterranen Niederschlagsindizes und denen von vorgefertigten Telekonnektionsindizes (z.B. NINO3.4), finden vorrangig bei der Ergebnisinterpretation Verwendung.

Darüber hinaus ist die bivariate Korrelationsrechnung Basis für eine der grundlegenden Methoden der Telekonnektionsforschung, für die sogenannten *One point correlation maps*, die auf Wallace & Gutzler (1981) zurückgehen. Solche Karten werden zumeist aus den Gitterfelddaten eines einzigen Parameters (z.B. 500 hPa Luftdruckfeld) gewonnen und zeigen das lineare Schwankungsverhalten zwischen einem Basisgitterpunkt und allen anderen Gitterpunkten des gewählten Gitternetzausschnittes an. Exemplarisch ist auf Abbildung 5.2 eine solche Korrelationskarte des 500 hPa-Luftdruckfelds für die Gitterpunktzeitreihe über Algier (5° O , 37.5° N) im Dezember dargestellt. Dieser Gitterpunkt dient als Basisgitterpunkt für die homogene Korrelationskarte. Die 500 hPa-(Dezember)-Luftdruckzeitreihe des Basispunktes wird mit sich selbst und mit den Dezember-Zeitreihen der restlichen 3588 Gitterpunkte korreliert. Anschließend werden die Werte der 3589 Korrelationskoeffizienten über die Fläche des Gitternetzausschnittes interpoliert. Um den Basisgitterpunkt ist eine positiv korrelierte elliptische Region ausgebildet, die nach Philipp (2003) als Primär- oder Basiskopplungszentrum bezeichnet werden kann.

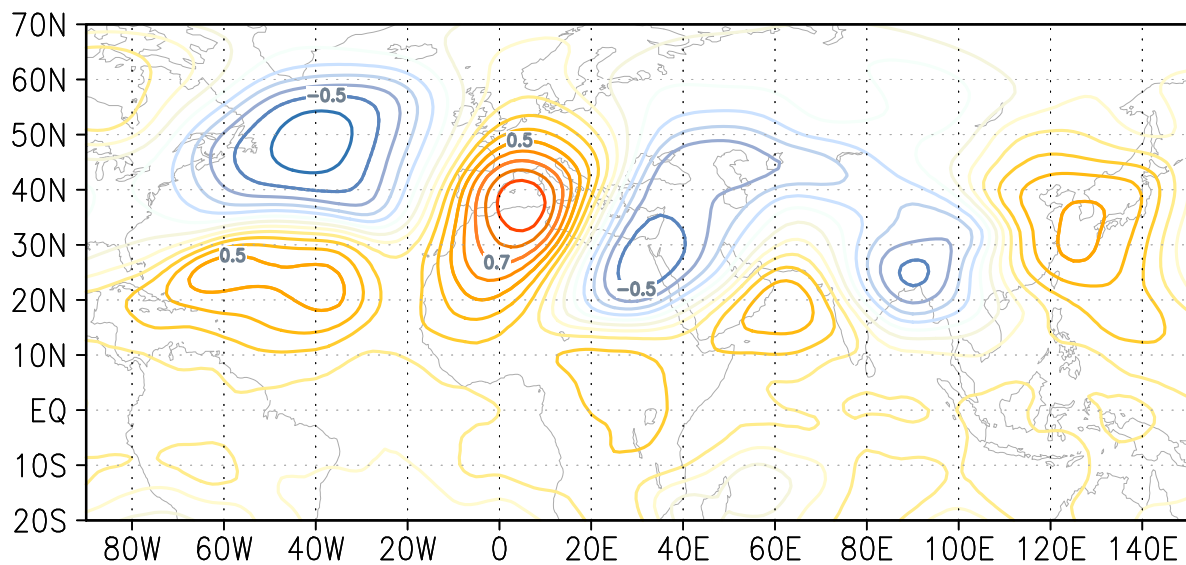


Abb. 5.2: Korrelationskarte zwischen der Basisgitterpunktzeitreihe über Algier (5° O, 37.5° N) und den geopotentiellen Höhen des 500 hPa-Niveaus im Dezember. Die Konturlinien im regelhaften Abstand von 0.1 bilden die Höhe des Korrelationskoeffizienten ab; gelbe und rote Linien zeigen einen positiven Zusammenhang, die blauen Linien markieren einen negativen Zusammenhang.

Dieses Korrelationsgebiet entsteht als Folge der räumlichen Autokorrelation des Luftdrucks als räumlich stetig verteilter Klimaparameter. Daneben werden über dem subtropischen Nordatlantik, dem arabischen Meer und der ostchinesischen Küste drei positive Fernkopplungszentren ersichtlich. Ebenfalls drei negative Telekonnectionszentren treten über dem nördlichen Nordatlantik, dem östlichen Mittelmeerraum und Bangladesch auf. Die positiv und negativ mit dem Basisgitterpunkt gekoppelten Zentren indizieren Regionen im Luftdruckfeld, die je nach Höhe der Koeffizienten ein mehr oder weniger ähnliches gleichgerichtetes ($r > 0$) oder gegenläufiges ($r < 0$) interannuelles Schwankungsverhalten wie der Basisgitterpunkt aufweisen. Wallace & Gutzler (1981) führen die Entstehung dieser Kopplungszentren auf stehende Oszillationen mit räumlich fixen Knotenpunkten und/oder auf wellenförmig propagierende Oszillationen mit präferierter zonaler oder meridionaler Skala zurück. Homogene Korrelations- oder Isokorrelatenkarten werden in dieser Arbeit zumeist verwendet, um luftdruckinterne Zusammenhänge zwischen einzelnen Telekonnectionszentren zu überprüfen.

Korrelationskarten können auch die Zusammenhänge zwischen verschiedenen Klimaparametern anzeigen (heterogene Korrelationskarten, ebenfalls nach Philipp (2003)). In dieser Arbeit wird der gemeinsame Schwankungszusammenhang zwischen den Anomalien des regional differenzierten Mittelmeerniederschlags und dem Luftdruckfeld in zwölf Geopotentialniveaus

auf Basis solcher heterogener Telekonnektionskarten systematisch analysiert. Die Primärkopplungszentren auf diesen heterogenen Korrelationskarten sind zumeist mit negativem Vorzeichen versehen - Konsequenz aus der negativen Beziehung zwischen (dynamisch generiertem) Niederschlag und dem Luftdruckfeld über der Niederschlagsregion. Für ausgewählte Fälle werden die Kopplungen zwischen der nordhemisphärischen und tropischen Meeresoberflächentemperatur-Variabilität bzw. dem mediterranen Niederschlagsfeld und/oder Luftdruck-Telekonnektionssequenzen auf diese Weise veranschaulicht. Auch werden desöfteren die Luftdruckfeld-Kopplungen verschiedener Telekonnektions-Indizes mit heterogenen Korrelationskarten sichtbar gemacht.

5.3 Hauptkomponentenanalyse

Die *Principal Component Analysis* (PCA) oder Hauptkomponentenanalyse ist nach Wilks (2006) möglicherweise das multivariate statistische Verfahren, das in den Atmosphärenwissenschaften am häufigsten zum Einsatz kommt. Sie wird in erster Linie dafür verwendet, um die Dimensionen der zumeist komplexen Ausgangsdatensätze zu reduzieren, um Gruppen mit relativ homogenem Schwankungsverhalten zu erzeugen oder um stochastisch unabhängige Variablen zu generieren. Im Rahmen der Telekonnektions-Forschung erfreut sich die Hauptkomponentenanalyse spätestens seit der bahnbrechenden Arbeit von Barnston & Livezey (1987) gesteigerter Beliebtheit, in der die Autoren auf hauptkomponentenanalytischer Basis sämtliche Luftdruck-telekonnektionen der Nordhemisphäre identifizierten.

Die Erläuterung der mathematischen Grundlagen und der Anwendungsbezüge finden sich in sämtlichen statistischen Lehrbüchern, wie z.B. in Preisendorfer (1988), von Storch & Zwiers (1999) und Wilks (2006). Die Hauptkomponentenanalyse spielt auch im Rahmen dieser Arbeit eine zentrale Rolle. Sie wurde unter anderem auf Basis zweier abgewandelter Analysekonfigurationen durchgeführt, die ausführlicher erklärt werden müssen. Diese werden nach einer kurzen Darstellung der Grundlagen näher erläutert.

5.3.1 Mathematische Grundgleichungen

Die Hauptkomponentenanalyse basiert auf der Lösung des speziellen Eigenwertproblems. Ausgangspunkt der folgenden Ausführung ist die Eingangsdatenmatrix I mit einer Anzahl von $i = 1, \dots, n$ (standardisierten) Originalvariablen (z.B. Gitterpunkte), die in jeweils $j = 1, \dots, m$ Einzelfällen (z.B. Monatswerte einer Gitterpunktzeitreihe) realisiert vorliegen. Aus dieser Eingangsdatenmatrix wird eine symmetrische Korrelationsmatrix K berechnet, die in ihren $(n \times n)$ Zeilen und Spalten die paarweisen Korrelationskoeffizienten zwischen allen Originalvariablen

der Eingangsdatenmatrix führt. Damit repräsentiert die Korrelationsmatrix die Gesamtheit der linearen Zusammenhänge des Eingangsdatenfeldes.

$$\begin{pmatrix} r_{1,1} & r_{1,2} & \dots & r_{1,n} \\ r_{2,1} & r_{2,2} & \dots & r_{2,n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ r_{n,1} & r_{n,2} & \dots & r_{n,n} \end{pmatrix} \quad (5.10)$$

Die Korrelationsmatrix ist Bestandteil der Eigenwertgleichung, die ein homogenes Gleichungssystem darstellt und sich nach Bronštein & Semendjajew (2008, S. 319) wie folgt schreibt:

$$(K - \lambda E)\underline{X} = 0 \quad (5.11)$$

Dabei ist E die Einheitsmatrix³ vom Rang n , λ sind die $k = 1, \dots, n$ Eigenwerte und \underline{X} die Matrix der $k = 1, \dots, n$ Eigenvektoren. Für die Eigenwertgleichung existieren dann von Null verschiedene Lösungen, wenn die Eigenwertbedingung (Bronštein & Semendjajew 2008, S. 319) gilt:

$$\det(K - \lambda E) = 0 \quad (5.12)$$

Die Eigenwertbedingung (5.12) wird auch als *charakteristisches Polynom* bezeichnet. Aus der Bestimmung der Nullstellen dieses Polynoms gehen die Eigenwerte der Korrelationsmatrix hervor. Die Höhe der Eigenwerte repräsentiert die Bedeutsamkeit der Hauptkomponenten für das Eingangsdatenfeld. Die Gesamtvarianz des Eingangsdatenfeldes lässt sich somit auch als Summe der n Eigenwerte ($\sum_{i=1}^n \lambda_i$) betrachten. Die Hauptkomponente zum betragsmäßig höchsten Eigenwert, der *leading mode*, vereinigt den größten Varianzanteil der Eingangsdaten auf sich.

Mit Hilfe der Eigenwerte lassen sich durch die Lösung des linearen Gleichungssystems (Eigenwertgleichung, 5.11) die Eigenvektoren ermitteln. In der Praxis werden lineare Gleichungssysteme wegen der oft umfangreichen Eingangsdatenmatrizen in der Regel mit numerischen Verfahren gelöst, wie z.B. dem Gauß'schen Eliminationsprinzip⁴. Aus den $j = 1, \dots, m$ Einträgen x_{ij} der Eigenvektoren werden die Hauptkomponentenladungen (l_{ik}) errechnet (vgl. Wilks 2006, S. 464), als einer der beiden Ergebnisteile, mit denen in der Praxis verstärkt weitergearbeitet

³Die Einheitsmatrix ist eine quadratische Matrix, in der jedes Hauptdiagonalelement den Wert 1 besitzt, während alle anderen Elemente den Wert Null haben (vgl. Bronštein & Semendjajew 2008, S. 199).

⁴Genau dieselben Ergebnisse liefert die effiziente Eigenwert- und -vektorenberechnung auf Basis der *Singular Value Decomposition*, auf die für die Hauptkomponentenanalysen in dieser Arbeit zurückgegriffen wurde. Sie arbeitet mit dem numerischen Lösungsalgorithmus des *Householder-Verfahrens* (Bronštein & Semendjajew 2008, S. 216). Da die *Singular Value Decomposition* aber weniger einfach nachvollziehbar ist, wurde die Erläuterung am Beispiel des speziellen Eigenwertproblems vorgezogen.

wird.

$$l_{ik} = \sqrt{\lambda_i} \cdot x_{ij} \quad (5.13)$$

An den Ladungen lässt sich der gemeinsame Schwankungszusammenhang zwischen den einzelnen Originalvariablen und den Hauptkomponenten ablesen. Wurde die Analyse auf Basis der Korrelationsmatrix durchgeführt, dann sind die Ladungen die Korrelationskoeffizienten zwischen den Originalvariablen und den Hauptkomponentenwerten. Da das in den Analysen dieser Arbeit der Fall ist, werden in den nachfolgenden Kapiteln der Ergebnisdarstellungen die Ladungen, wie der Korrelationskoeffizient auch, mit dem Buchstaben 'r' abgekürzt. Die Matrix der Hauptkomponentenwerte (S), die auch als *Scores* bezeichnet werden, berechnen sich aus der transponierten (L^T) Ladungsmatrix und der Matrix der (standardisierten) Originalvariablen (I) (vgl. Wilks 2006, S. 464).

$$S = (L^T \cdot L)^{-1} \cdot L^T \cdot I \quad (5.14)$$

Die *Scores* sind Linearkombinationen der Originalvariablen, die in komprimierter Form einen Großteil der Varianzinformationen des Eingangsdatenfelds auf sich vereinigen. Je nach Konfiguration der Eingangsdatenmatrix spiegeln die *Scores* beispielsweise unabhängige, zeitliche (t-modal) oder räumliche (s-modal) Schwankungstypen wider. Das sind allerdings nur zwei von insgesamt sechs Komprimierungsmodi, die Richman (1986) in Abhängigkeit von der Wahl der Originalvariablen beschreibt.

Bei Richman (1986) kann auch das Prinzip der Varimax-Rotation nachgelesen werden, das im Rahmen dieser Arbeit standardmäßig auf alle PCA-Ergebnisse angewandt wurde. Dieser rät wie verschiedene andere Autoren (z.B. von Storch & Zwiers (1999) und Wilks (2006)), die Hauptkomponenten im Anschluss an die Hauptkomponenten-Analyse zu rotieren, sofern eine physikalische Interpretation der Hauptkomponentenmuster erfolgen soll. Ein Rotationsverfahren, das die Orthogonalität der Hauptkomponenten bewahrt, ist die Varimax-Rotation. Sie geht auf (Kaiser 1958) zurück und basiert auf der Annahme, dass die Interpretierbarkeit von Hauptkomponenten dann optimal ist, wenn die Varianz (V^*) der rotierten quadrierten Ladungen maximal ist. Mit $k = 1, \dots, nk$ als Anzahl der Hauptkomponenten, die in das Rotationsverfahren eingehen, und mit $i = 1, \dots, n$ Ladungen l_{ik} der rotierten Hauptkomponenten auf die n Originalvariablen errechnet sich V^* nach:

$$V^* = \frac{[n \sum_{i=1}^n (l_{ik}^2)^2 - (\sum_{i=1}^n l_{ik}^2)^2]}{n^2} \quad (5.15)$$

Nach der Rotation wird die Anzahl an Hauptkomponenten bestimmt (extrahiert), mit der weitergearbeitet wird. Die Anwendung einer Hauptkomponentenanalyse ist dann sinnvoll, wenn die Anzahl der extrahierten Hauptkomponenten deutlich hinter der Anzahl an Originalvariablen

zurückbleibt. Dann werden nur die PCs mit den höchsten Eigenwerten bzw. Varianzerklärungsanteilen berücksichtigt, die den wesentlichen Informationsgehalt des Eingangsdatenfelds auf sich vereinigen. Im Rahmen dieser Arbeit wird die Anzahl an zu extrahierenden Hauptkomponenten über das Dominanzkriterium festgelegt (vgl. Jacobeit 1993, Philipp et al. 2007): auf jede der extrahierten Hauptkomponenten muss mindestens eine der Originalvariablen ihre maximale Ladung haben. Außerdem muss der variablenspezifische Abstand zwischen diesem maximalen Ladungsbetrag und dem zweithöchsten auf eine andere Hauptkomponente größer als eine Standardabweichung sein.

Für diese Arbeit sind im wesentlichen zwei Komprimierungsmodi von Bedeutung: der t-Modus, bei dem in den Ladungen Beobachtungszeitpunkte zusammengefasst werden, die mit räumlich ähnlichen Mustern (\sim Scores) einhergehen; und der s-Modus, bei dem die Ladungen eine räumliche Zusammenfassung von Variablengruppen darstellen, die ein zeitlich ähnliches Schwankungsverhalten (\sim Scores) aufweisen. Der t-Modus lag, in abgewandelter Form, der Telekonnections-PCA zu Grunde, die im nachfolgenden Unterkapitel erläutert wird. Der s-Modus diente als Erweiterungsbasis für die saisonal erweiterte Sequenz-PCA, die im übernächsten Kapitel (Kap. 5.3.3) geschildert wird.

5.3.2 Anwendung: Telekonnectionsmuster-PCA

Die Hauptkomponentenanalyse wurde zur Gruppierung der zahlreichen mediterranen Niederschlagsfernkopplungsmuster herangezogen und in dieser Funktion als Telekonnectionsmuster-PCA (TP-PCA⁵) konfiguriert. Im Unterkapitel zur Anwendung der Pearson-Korrelation wurde bereits erwähnt, dass die Beziehung zwischen der Variabilität des mediterranen Niederschlags und des Luftdruckfelds in zwölf Geopotentialniveaus auf Basis von heterogenen Korrelationskarten analysiert wurde. Einer der ersten Schritte dieser Arbeit bestand darin, heterogene Korrelationskarten für die jeweils 144 Saisonabschnitte der insgesamt 15 Niederschlagsregionen in allen zwölf Luftdruckniveaus zu erstellen. Die Gesamtheit der resultierenden 25920 Niederschlags-Telekonnectionskarten ($144 \text{ Saisonabschnitte} \times 15 \text{ Niederschlagsregionen} \times 12 \text{ Luftdruckniveaus}$) beinhaltet alle mediterranen Niederschlagstelekonnectionen im gewählten Luftdruckfeldausschnitt. Da diese hohe Anzahl an Karten die manuelle Analyse unmöglich macht, wurde die PCA angewendet, um aus der Vielzahl an Niederschlags-Telekonnectionen die zentralen Telekonnectionsmuster-Typen herauszuarbeiten, die dann die wesentlichen Fernkopplungseigenschaften des mediterranen Niederschlags im Luftdruckfeld anzeigen.

Als Originalvariablen gingen die insgesamt 2160 Niederschlags-Korrelationskarten ($144 \text{ Saisonabschnitte} \times 15 \text{ Niederschlagsregionen}$) aller Saisonabschnitte und aller Niederschlagsre-

⁵Teleconnection Pattern-PCA: TP-PCA

gionen ein; allerdings nicht ausschließlich für ein, sondern für insgesamt zwölf Luftdruckniveaus. Somit setzt sich eine Originalvariable aus jeweils zwölf Korrelationskarten zu je 3589 Gitterpunkten zusammen und liegt demnach in 43068 Einzelfällen realisiert vor. Zur Verdeutlichung ist diese Konfiguration der Eingangsdatenmatrix auf Abbildung 5.3 dargestellt.

Die Konfiguration der Eingangsdatenmatrix kommt dem t-Modus einer Hauptkomponenten-

$x_{1,1,1,1}$	·	$x_{1,1,s,1}$	·	$x_{1,1,1,r}$	·	$x_{1,1,s,r}$
$x_{2,1,1,1}$	·	$x_{2,1,s,1}$	·	$x_{2,1,1,r}$	·	$x_{2,1,s,r}$
·	·	·	·	·	·	·
$x_{gp,1,1,1}$	·	$x_{gp,1,s,1}$	·	$x_{gp,1,1,r}$	·	$x_{gp,1,s,r}$
$x_{1,2,1,1}$	·	$x_{1,2,s,1}$	·	$x_{1,2,1,r}$	·	$x_{1,2,s,r}$
$x_{2,2,1,1}$	·	$x_{1,2,s,1}$	·	$x_{2,2,1,r}$	·	$x_{2,2,s,r}$
·	·	·	·	·	·	·
$x_{gp,2,1,1}$	·	$x_{gp,2,s,1}$	·	$x_{gp,2,1,r}$	·	$x_{gp,2,s,r}$
·	·	·	·	·	·	·
$x_{1,l,1,1}$	·	$x_{1,l,s,1}$	·	$x_{1,l,1,r}$	·	$x_{1,l,s,r}$
$x_{2,l,1,1}$	·	$x_{1,l,s,1}$	·	$x_{2,l,1,r}$	·	$x_{2,l,s,r}$
·	·	·	·	·	·	·
$x_{gp,l,1,1}$	·	$x_{gp,l,s,1}$	·	$x_{gp,l,1,r}$	·	$x_{gp,l,s,r}$

Abb. 5.3: Eingangsdatenmatrix der Telekonnectionsmuster- PCA: die 1,...,s Korrelationskarten (Spalten) mit 1,...,gp Gitterpunkten (Zeilen) in einem Luftdruckniveau für eine Region stellen den eingerahmten Teilausschnitt der Eingangsdatenmatrix oben links dar; die Zeilen werden weitergeführt mit den Korrelationskarten aller 1,..., r Regionen, so dass im Teilausschnitt rechts oben, alle Saisonabschnittskarten von Region r zu finden sind. Die Spalten werden erweitert um die Korrelationskarten der insgesamt 1,...,l Luftdruckniveaus, so dass sich in den unteren beiden Teilausschnitten die saisonalen Korrelationskarten im l-ten Luftdruckniveau für die Regionen 1 (links) und r (rechts) befinden.

analyse am nächsten, weicht aber in zwei wesentlichen Gesichtspunkten davon ab. Erstens ist in den Originalvariablen der TP-PCA, als der zu reduzierenden Zeit-Dimension, kein zeitlich kontinuierliches Nacheinander realisiert. Vielmehr wird eine Anzahl von Saisonabschnitten aneinandergereiht, welche die Information der unterschiedlichen Zeitpunkte (Monate) stetig, aber in modifizierter Form (2 bis 12-monatige Saisonabschnitte), wiederholt. Zweitens ist eine Originalvariable nicht, wie das für die t-modale PCA gilt, definiert durch Gitterfeldwerte bzw. -anomalien einer Klimavariablen zu einem bestimmten Zeitpunkt, sondern definiert durch Gitter von Korrelationskoeffizienten zwischen jeweils einer Niederschlagsregion und dem Luftdruckfeld zu einem bestimmten Zeitpunkt. Die *Scores* der extrahierten TP-Hauptkomponenten⁶ konstituieren demzufolge in Form von standardisierten Korrelationskoeffizienten die zentralen Fernkopplungsmuster des Mittelmeerniederschlags im übergreifenden Luftdruckfeld zwi-

⁶Zur Unterscheidung von t-modal ermittelten PCs werden die Hauptkomponenten aus der TP-PCA im Folgenden als TP-PCs (Teleconnection Pattern-PCs) bezeichnet.

schen 1000 hPa und 100 hPa. Die Ladungen leisten eine Zusammenfassung der verschiedenen Monate und Saisonabschnitte (\sim Zeitpunkte) unterschiedlicher Niederschlagsregionen, deren Niederschlags-Fernkopplungseigenschaften mit einer ähnlichen räumlichen Variabilität im Luftdruckfeld einhergehen. Detailliertere Erläuterungen, wie z.B. bezüglich der Auswahl von repräsentativen Telekonnektionskarten, an denen die TP-Musterinterpretation durchgeführt wird, greift bereits mit der inhaltlichen Betrachtung der Analyseergebnisse ineinander und erfolgt deshalb in Kapitel 6.1, im unmittelbaren Vorfeld zur inhaltlich orientierten Ergebnisdiskussion.

5.3.3 Anwendung: Saisonal erweiterte Hauptkomponentenanalyse (SE-PCA)

Die Hauptkomponentenanalyse wurde auch eingesetzt, um Sequenzen von Fernkopplungsmustern im Hinblick auf ein übergreifendes interannuelles Variabilitätsschema zu gruppieren. Die Motivation für eine solche Gruppierung wird im Anschluss an den ersten inhaltlichen Hauptteil dieser Arbeit ausführlicher erläutert (vgl. Kap. 7.1.1), denn sie leitet sich direkt daraus ab. Das Hauptziel war, die einzelsaisonalen Telekonnektionsmuster hinsichtlich ihres zeitlichen Schwankungsverhaltens zusammenzuführen. Die saisonale und räumliche Variabilität von Luftdrucktelekonnektionen im Jahresverlauf sollte auf ein übergreifendes interannuelles Anomaliensignal projiziert werden. Eine einzige Sequenz-Zeitreihe, die das interannuelle Anomaliesignal repräsentiert, sollte gleichzeitig auch die saisonale (intraannuelle) Variation des Signals abbilden. Potenzielle Zusammenhänge zwischen einzelsaisonalen Telekonnektionsmustern treten dann durch die saisonale Variation der Telekonnektionszentren-Konfigurationen hervor. Ein Vorteil dieses Verfahrens ist, dass Einsicht in die raumzeitliche Entwicklung von Fernkopplungssignalen bzw. -mustern genommen werden kann. Diese dynamische Zusatzinformation zeichnet ein vollständigeres Bild über potenzielle Zusammenhänge zwischen einzelnen Telekonnektionsmustern, wie sie in etwa im ersten Teil der Arbeit gewonnen wurden.

Zwei verschiedene Methoden wurden eingesetzt, um sich dem genannten Ziel anzunähern. Zum einen fand ein saisonal erweiterter Datensatz Eingang in eine nicht-hierarchische Clusteranalyse - das wird in Kapitel 5.4.2 erläutert. Zum anderen wurde die Eingangsdatenmatrix einer s-modalen Hauptkomponentenanalyse mit einer saisonalen Erweiterung versehen, was im Folgenden ausgeführt wird. Die beiden Methoden und ihre Ergebnisse werden jeweils mit dem Kürzel „SE“ versehen, das für „saisonal erweitert“ steht.

Die Grundkonfiguration der SE-PCA ist s-modal, die Zeitreihen der Gitterpunktanomalien (3589) eines einzigen saisonalen Luftdruckanomaliefeldes (Januar-Märzmittel) können als die Variablen des anfänglichen Eingangsdatenfeldes betrachtet werden. In Abbildung 5.4, die die Ein-

gangsdatenmatrix der SE-PCA zeigt, ist dieses anfängliche Eingangsdatenfeld durch den mit Linien abgegrenzten Abschnitt im linken oberen Teilbereich der Matrix eingezeichnet. Dieses Eingangsdatenfeld wird in der Raumdimension um die Gitterfeldanomalien der nachfolgenden 11 Saisonabschnitte (FMA-DJF) erweitert, in Abbildung 5.4 entspricht diese Erweiterung dem zweiten Teilabschnitt von links sowie dem rechten Abschnitt der oberen Matrixhälfte. Das Eingangsdatenfeld, das in die PCA eingeht, hat demnach insgesamt 3589×12 (43068) Gitterpunkte bzw. Originalvariablen. Als Einzelfälle einer Originalvariablen würden folglich die 49 Jahre einer Gitterpunktzeitreihen dienen. Da aber auch in dieser Analyse alle zwölf Geopotentialniveaus berücksichtigt werden sollen, flossen für jeden Gitterpunkt die 49-jährigen Zeitreihen aller zwölf Luftdruckniveaus ein. Eine Originalvariable setzt sich demnach aus 12×49 (588) Einzelfällen zusammen. Die unteren Teilfelder der Eingangsdatenmatrix in Abbildung 5.4 skizzieren die Integration der elf weiteren Luftdruckniveaus.

Diese saisonale Erweiterung der räumlichen Dimension der Eingangsdatenmatrix bewirkt, dass

$x_{1,1,1,1}$	\cdot	$x_{1,1,gp,1}$	$x_{1,1,1,2}$	\cdot	$x_{1,1,gp,2}$	\cdot	$x_{1,1,1,s}$	\cdot	$x_{1,1,gp,s}$
$x_{2,1,1,1}$	\cdot	$x_{2,1,gp,1}$	$x_{2,1,1,2}$	\cdot	$x_{2,1,gp,2}$	\cdot	$x_{2,1,1,s}$	\cdot	$x_{2,1,gp,s}$
\cdot	\cdot	\cdot	\cdot	\cdot	\cdot	\cdot	\cdot	\cdot	\cdot
$x_{n,1,1,1}$	\cdot	$x_{n,1,gp,1}$	$x_{n,1,1,2}$	\cdot	$x_{n,1,gp,2}$	\cdot	$x_{n,1,1,s}$	\cdot	$x_{n,1,gp,s}$
\cdot	\cdot	\cdot	\cdot	\cdot	\cdot	\cdot	\cdot	\cdot	\cdot
$x_{1,l,1,1}$	\cdot	$x_{1,l,gp,1}$	$x_{1,l,1,2}$	\cdot	$x_{1,l,gp,2}$	\cdot	$x_{1,l,1,s}$	\cdot	$x_{1,l,gp,s}$
$x_{2,l,1,1}$	\cdot	$x_{2,l,gp,1}$	$x_{2,l,1,2}$	\cdot	$x_{2,l,gp,2}$	\cdot	$x_{2,l,1,s}$	\cdot	$x_{2,l,gp,s}$
\cdot	\cdot	\cdot	\cdot	\cdot	\cdot	\cdot	\cdot	\cdot	\cdot
$x_{n,l,1,1}$	\cdot	$x_{n,l,gp,1}$	$x_{n,l,1,2}$	\cdot	$x_{n,l,gp,2}$	\cdot	$x_{n,l,1,s}$	\cdot	$x_{n,l,gp,s}$

Abb. 5.4: Eingangsdatenmatrix der SE-PCA: ein Basisgitterfeld (linker Abschnitt) mit x als der Realisierung des Luftdrucks an $1, \dots, gp$ Gitterpunkten (Spalten) über $1, \dots, l$ Geopotentialniveaus in $1, \dots, n$ Jahren eines Saisonabschnitts (Zeilen) wird saisonal erweitert um eben denselben Gitternetzausschnitt in $2, \dots, s$ Saisonabschnitten (mittlerer und rechter Abschnitt).

in der resultierenden Korrelationsmatrix ein saisonaler Zeitversatz von einem bis elf Monaten bzw. Saisonabschnitten auftritt. Die Struktur der Korrelationsmatrix ist schematisch in Abbildung 5.5 dargestellt. Die durch Quadrate symbolisierten Gitterfelder konstituieren sich aus den 3589 Korrelationskoeffizienten, die aus der Korrelation eines Gitterfeldausschnitts (mit 3589 Gitterpunkten zu je 12×49 Jahren) mit sich selbst (Diagonalen) oder mit einem der elf anderen saisonalen Gitter hervorgehen. Werden die 3589 Gitterpunktzeitreihen des Basisgitterfelds mit den Gitterpunktzeitreihen eines anderen Saisonabschnitts korreliert, stellt sich automatisch ein saisonaler Zeitversatz ein, der durch die grauen Ziffern verdeutlicht wird.

Die Ergebnisse dieser abgewandelten Analysekonfiguration der PCA mussten zunächst systematisch überprüft werden, bevor mit ihnen weitergearbeitet werden konnte. Das geschah nicht

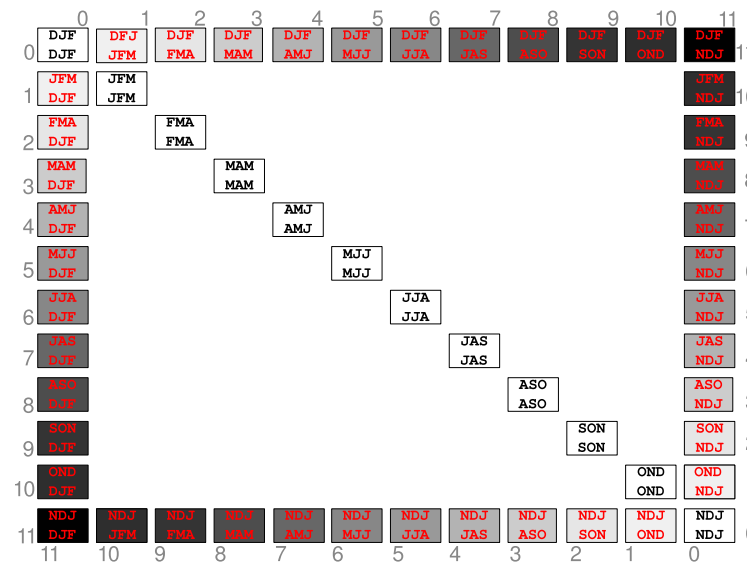


Abb. 5.5: Schematische Darstellung der SE-PCA-Korrelationsmatrix. Ein Quadrat steht für die Korrelationskoeffizienten zwischen den 3589 Gitterpunkten des Basisgitterfelds und einem der Gitterfelder der elf weiteren Saisonabschnitte. Die unterschiedlichen Grautöne der Quadrate markieren den unterschiedlich langen saisonalen Zeitversatz in den Korrelationen, der sich zwischen einem und elf Saisonabschnitten bewegt und zusätzlich als graue Ziffern erscheint. Die *lag-0*-Korrelationen auf der Diagonalen, die den Korrelationskoeffizienten der Basisgitterfelder mit sich selbst entsprechen, sind in weiß dargestellt

mit dem dargestellten komplexen Datensatz, sondern mit Hilfe eines Versuchsdatensatzes, der so konstruiert wurde, dass sich die Funktionsweise der Methode gut nachvollziehen ließ.

Validierung der SE-PCA-Ergebnisse mit Hilfe eines konstruierten Versuchsdatensatzes

Der Versuchsdatensatz wurde in größtmöglicher Anlehnung an den Originaldatensatz konstruiert. Er setzt sich ebenfalls aus Sequenzen mit insgesamt zwölf Sequenzabschnitten zusammen, vergleichbar mit den zwölf Saisonabschnitten des Originaldatensatzes. Jeder Sequenzabschnitt konstituiert sich aus 3589 Gitterpunkten, so dass die Anzahl der Eingangsvariablen (43068) mit der des Originaldatensatzes übereinstimmt. Die Zeitreihenlänge eines Gitterpunkts bzw. einer Originalvariablen wurden mit 49 Jahren ebenfalls übereinstimmend gewählt. Der Testdatensatz integriert allerdings nur „eine Ebene“, entsprechend eines Luftdruckniveaus im Originaldatensatz.

Vier verschiedene prototypische Sequenzenabfolgen (Prototyp A, B, C und D) befinden sich in diesem Eingangsdatensatz. Sie zeichnen jeweils die kontinuierliche Bewegung eines Quadrates (\sim Telekonnectionszentrum) entlang einer Bewegungsrichtung durch den Untersuchungsraum

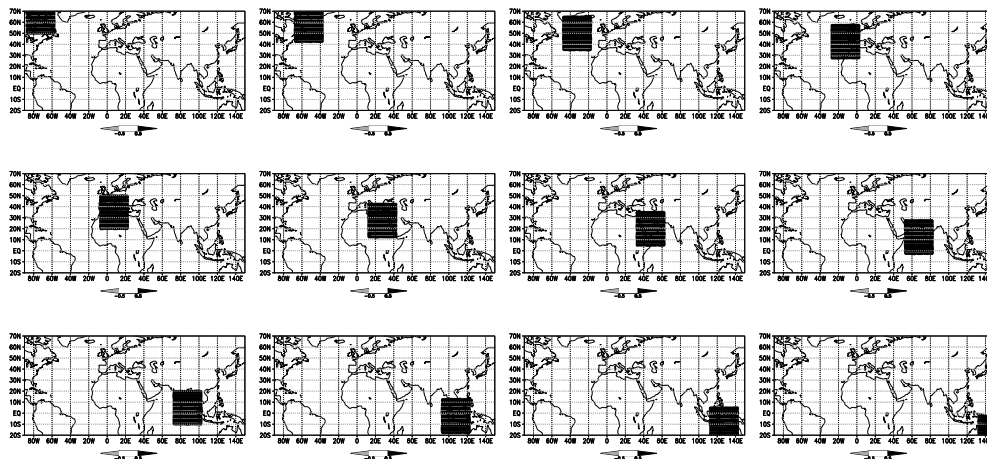


Abb. 5.6: Sequenzabfolge von Prototyp A in zwölf aufeinanderfolgende Sequenzausschnitten zwischen Sequenzbeginn (li. oben) und Sequenzende (re. unten).

nach. Ein Sequenzabschnitt kann demnach als ein Luftdruck-Telekonnectionsmuster mit einem einzigen Telekonnectionszentrum aufgefasst werden. Die Abbildungen 5.6, 5.7, 5.8 und 5.9 zeigen die zwölf prototypischen Musterabfolgen der vier Prototyp-Sequenzen A, B, C und D. In den Prototyp-Sequenzen A und B folgt das Quadrat einer diagonalen Bewegungsrichtung durch den Raum - von der Nordwest- in die Südostecke in der erstgenannten, und von Südwest- in die Nordostecke in der zweitgenannten Sequenz. Im Sequenzprototyp C durchwandert das Quadrat den Untersuchungsraum von West nach Ost, in Prototyp D von Nord nach Süd.

Prototyp A ist im Beispieldatensatz zehn mal vertreten, Prototyp B nur fünfmal. Prototyp C kommt acht- und Prototyp D siebenmal vor. In insgesamt 30 Jahren des 49-jährigen Untersuchungszeitraums ist also eine der vier Sequenzen realisiert. In den verbleibenden 19 Jahren wurden die zwölf Sequenzabschnitte mit zufällig ausgewählten Einzelausschnitten der vier Sequenzen besetzt. Insgesamt liegt ein Datensatz vor, in dem sich 12×4 Telekonnectionsmuster mit je einem Kopplungszentrum befinden, die in 30 Jahren regelhaft angeordnet und in den Restjahren zufällig auftreten. Dieser Datensatz fand Eingang in eine s-modale, Varimax-rotierte Hauptkomponentenanalyse. Anschließend wurde die Lösung mit vier Hauptkomponenten ausgewählt. Die führende SE-PC hat einen Gesamtvarianzerklärungsanteil von 6%, die restlichen drei Hauptkomponenten erklären jeweils etwa 5% (5.1% - 4.6%) der Gesamtvarianz des Eingangsdatenfelds. Die Ladungsmuster der vier SE-PCs sind in den Abbildungen 5.10, 5.11, 5.12 und 5.13 dargestellt.

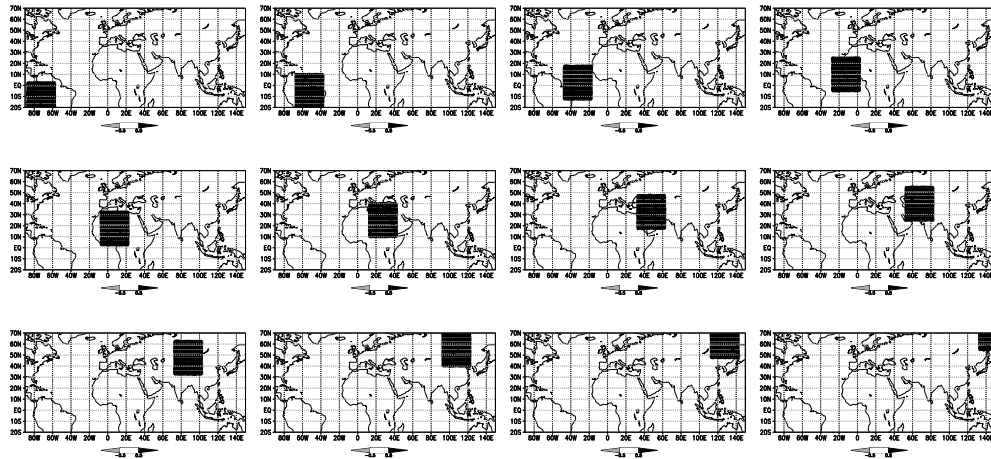


Abb. 5.7: Sequenzabfolge von Prototyp B in zwölf aufeinanderfolgende Sequenzausschnitten zwischen Sequenzbeginn (li. oben) und Sequenzende (re. unten).

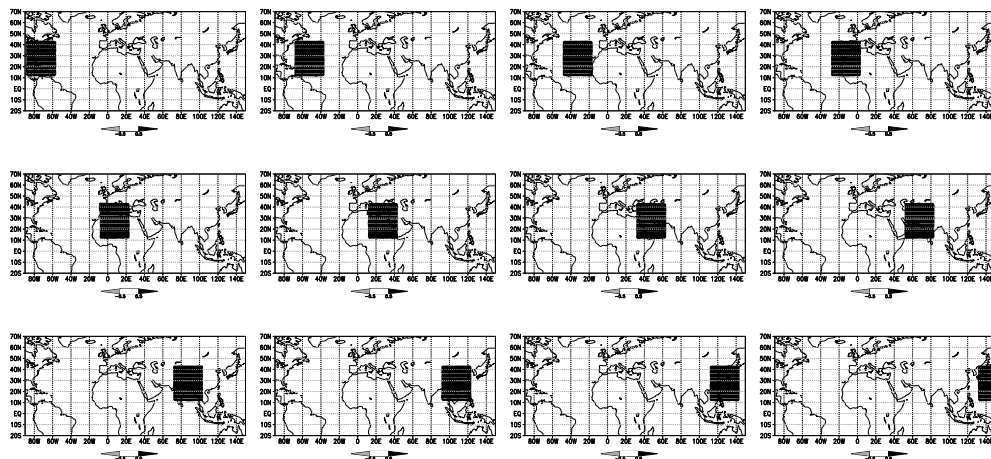


Abb. 5.8: Sequenzabfolge von Prototyp C in zwölf aufeinanderfolgende Sequenzausschnitten zwischen Sequenzbeginn (li. oben) und Sequenzende (re. unten).

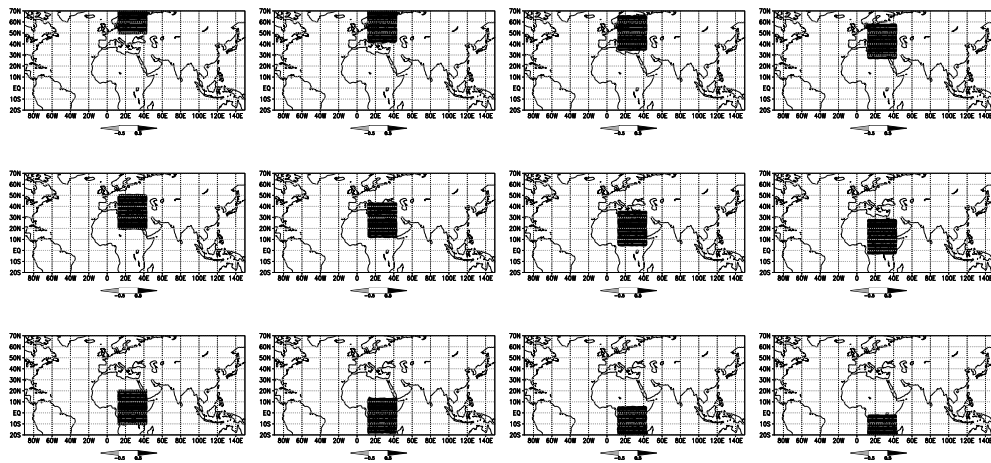


Abb. 5.9: Sequenzabfolge von Prototyp D in zwölf aufeinanderfolgende Sequenzausschnitten zwischen Sequenzbeginn (li. oben) und Sequenzende (re. unten).

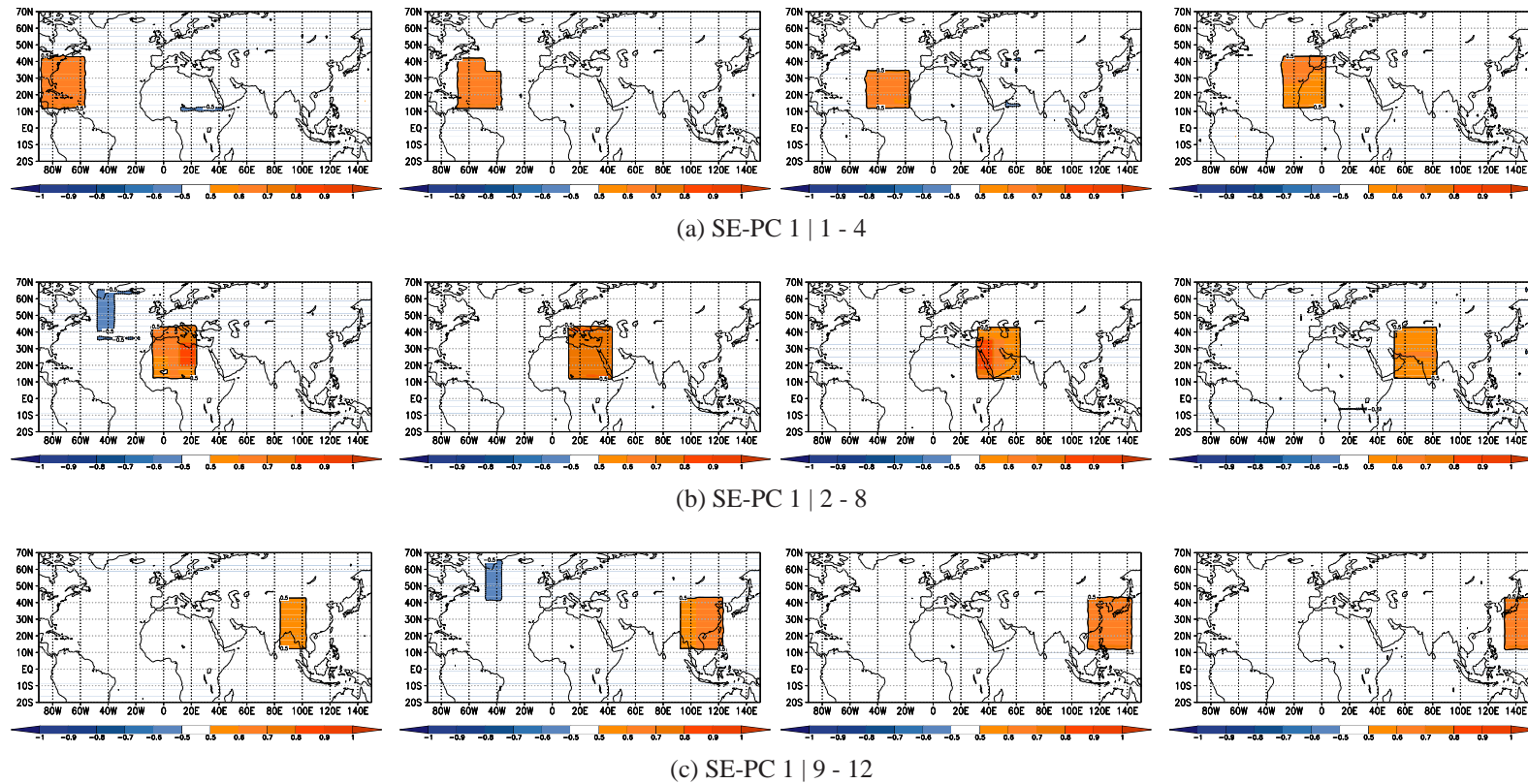


Abb. 5.10: Ladungsmuster der führenden SE-Hauptkomponente für die ersten vier Sequenzausschnitte (a), die zweiten vier (b) und die dritten vier (c); dargestellt sind nur die Ladungsbeträge von $|r| \geq 0.5$ für positive Ladungen in roten und negative in blauen Farben.

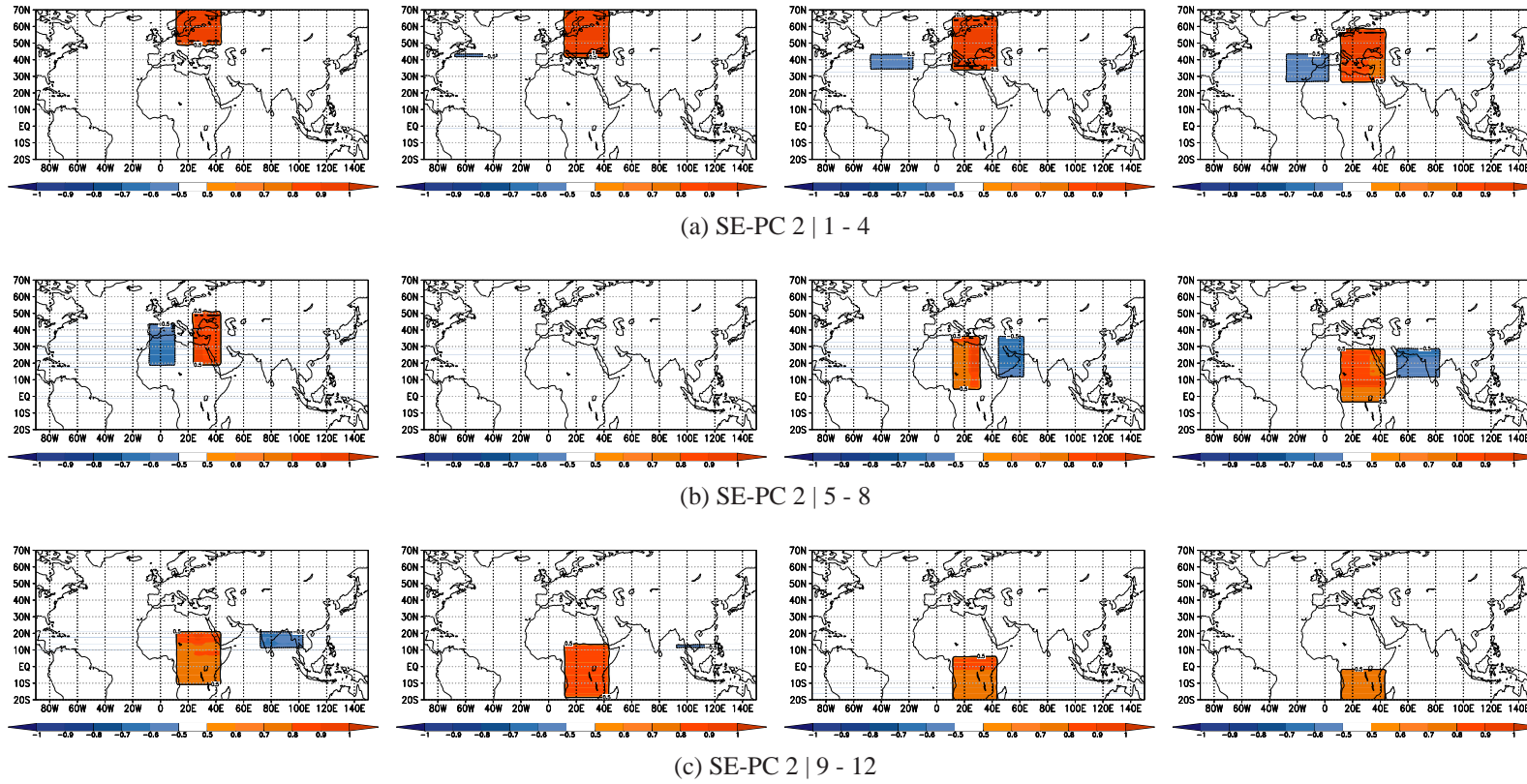


Abb. 5.11: Ladungsmuster der zweitgewichtigsten SE-Hauptkomponente für die ersten vier Sequenzausschnitte (a), die zweiten vier (b) und die dritten vier (c); dargestellt sind nur die Ladungsbeträge von $|r| \geq 0.5$ für positive Ladungen in roten und negative in blauen Farben.

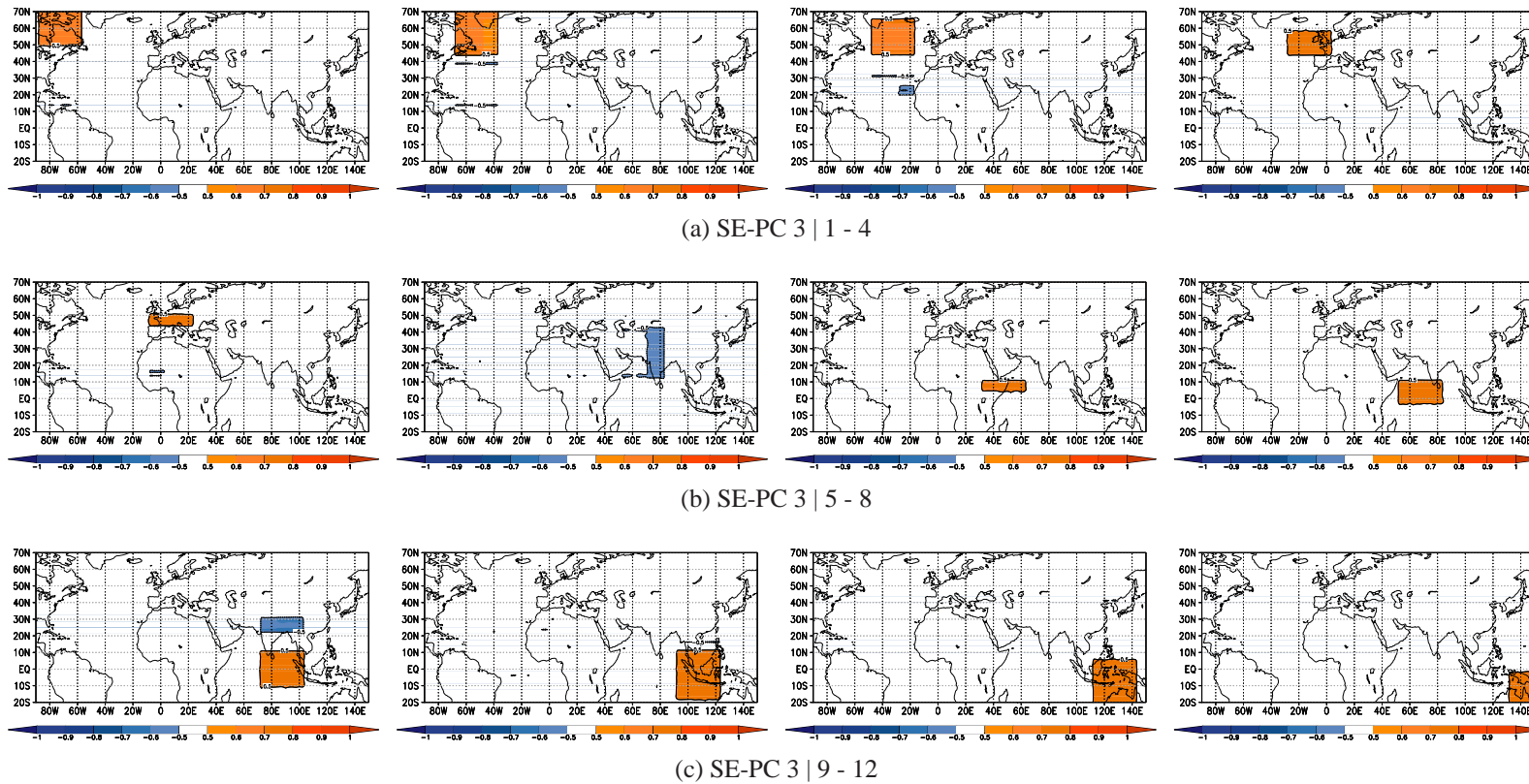


Abb. 5.12: Ladungsmuster der dritten SE-Hauptkomponente für die ersten vier Sequenzausschnitte (a), die zweiten vier (b) und die dritten vier (c); dargestellt sind nur die Ladungsbeträge von $|r| \geq 0.5$ für positive Ladungen in roten und negative in blauen Farben.

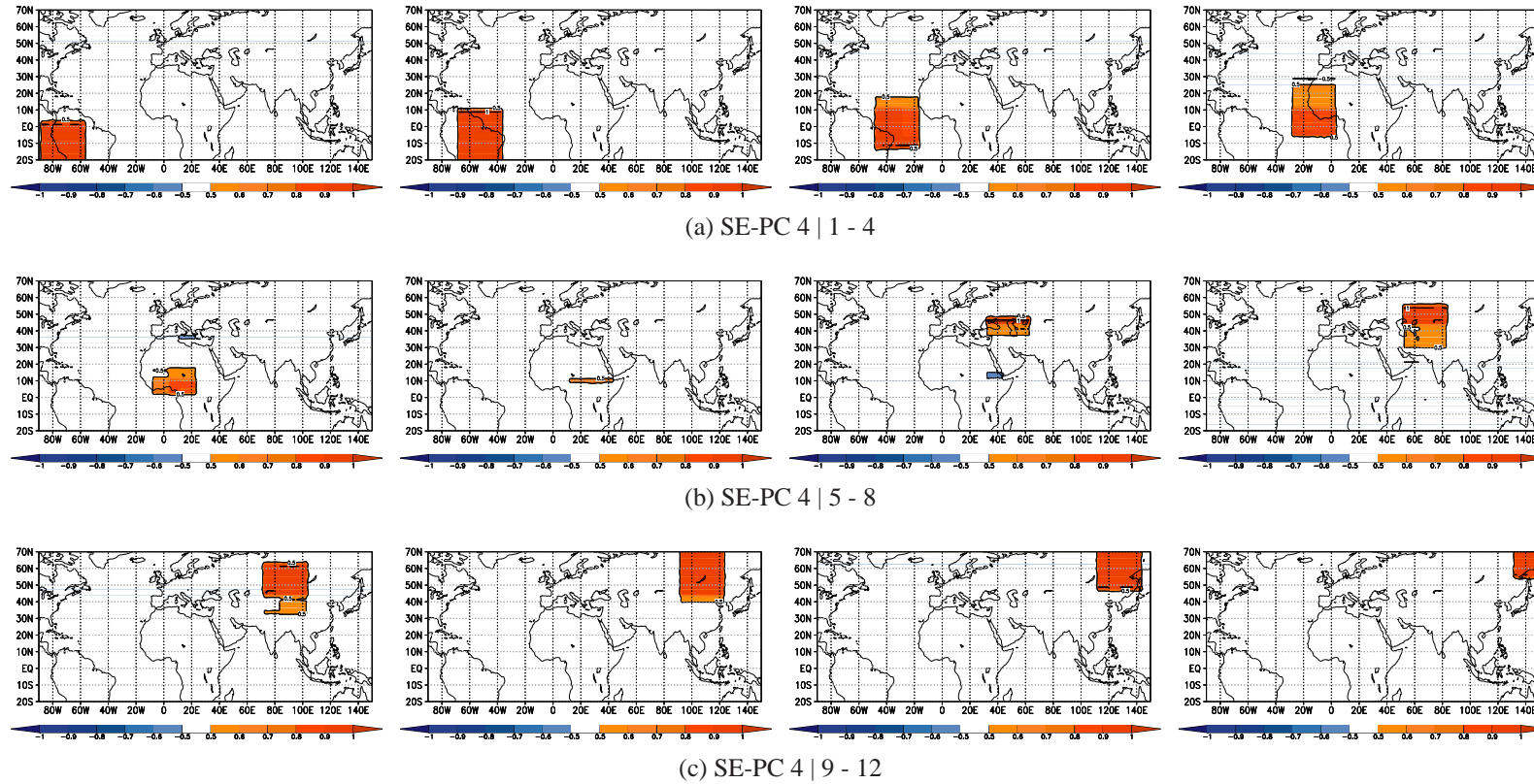


Abb. 5.13: Ladungsmuster der vierten SE-Hauptkomponente für die ersten vier Sequenzausschnitte (a), die zweiten vier (b) und die dritten vier (c); dargestellt sind nur die Ladungsbeträge von $|r| \geq 0.5$ für positive Ladungen in roten und negative in blauen Farben.

Zunächst lässt sich festhalten, dass die saisonal erweiterte PCA in der Lage ist, alle im Eingangsdatensatz befindlichen Sequenzen herauszuarbeiten. Werden so viele PCs extrahiert, wie sich Sequenzen im Eingangsdatensatz befinden, wird jede Sequenz mit einer eigenen Hauptkomponente beschrieben. Weiterhin wird den Serien von unregelmäßig angeordneten Mustern nicht der Vorzug vor den regelmäßig angeordneten Sequenzen gewährt. Demnach ist die Konfiguration der SE-PCA darauf ausgelegt, dass die einzelnen Hauptkomponenten Kombinationen an linearen Abhängigkeiten darstellen, die nicht nur in einem einzigen Feld, sondern in einer ganzen Abfolge von Feldern auftreten. Da die Abfolge dieser Felder von einem zeitlichen (saisonalen) Nacheinander gekennzeichnet ist, spiegeln auch die PCs einen saisonalen Zeitversatz wider. Die aus der Korrelationsmatrix errechneten PCs sind demnach Linearkombinationen von sowohl simultanen (Basis-Sequenzausschnitt) als auch zeitverzögerten (erweiterte Sequenzausschnitte) Abhängigkeiten zwischen den Gitterfeldvariablen. Die simultanen interannuellen Anomaliesignale, die auch in den intraannuell zeitverzögerten Beziehungen erhalten bleiben, treten in den Fernkopplungsmustern der Sequenz-PCs als saisonal variierende Telekonnektionszentren auf.

Das Ladungsmuster der vier Sequenzen in den Abbildungen 5.10, 5.11, 5.12 und 5.13 spiegelt wider, dass dabei Korrelationszentren, die zeitgleich in mehreren Fernkopplungsmustern auftreten nur einer einzigen SE-PC zugeschrieben werden. In der Sequenzabfolge aller Prototypen tritt das Quadrat im sechsten Sequenzabschnitt im Zentrum des Untersuchungsgebiets auf. Durch die SE-PCA wird dieser Sequenzausschnitt Prototyp D zugeordnet, der dann als führende SE-PC den maximalen Varianzerklärungsanteil auf sich vereinigt. Im sechsten Sequenzausschnitt der führenden SE-PC ist das Quadrat im Zentrum des Untersuchungsausschnitts mit signifikanten Ladungen realisiert (vgl. Abb. 5.10), doch keine der drei restlichen SE-PCs zeigt im vergleichbaren Sequenzausschnitt hohe ($r \geq 0.50$) Ladungsbeträge an. Das verdeutlicht einerseits die Tatsache, dass die Hauptkomponenten voneinander unabhängige Variabilitätsmodi darstellen. Andererseits verweist es aber auf die Künstlichkeit des Versuchsdatensatzes. Da in diesem Datensatz alle Telekonnektionszentren mit demselben Zahlenwert definiert werden und da das Telekonnektionszentrum im sechsten Sequenzausschnitt in allen Sequenzen annähernd an derselben Stelle auftritt, verbleibt nach Zuordnung dieses Sequenzausschnitts zu einer SE-PC kaum zu erklärende Restvarianz für die anderen SE-PCs. Da Hauptkomponenten voneinander unabhängig sind, darf keine der drei restlichen Sequenz-PCs im sechsten Sequenzausschnitt einen räumlichen Schwerpunkt bzw. ein Ladungsmaximum im Zentrum ausbilden⁷.

⁷Da hier ausschließlich die räumlichen Schwerpunkte bzw. Ladungsbeträge, mit einem Ladungswert von $r \geq 0.50$ geplottet sind, fehlt das Quadrat im Zentrum völlig. Werden auch die niedrigen Ladungsbeträge dargestellt, dann erscheint es dort in Form niedriger Ladungsbeträge.

In einem Datensatz mit klimatologischen Parametern sind die saisonalen Abfolgen von Geopotentialanomalien mit unterschiedlichen interannuellen Anomaliesignalen nicht derartig deckungsgleich. Weiterhin ist auch die räumliche Überlagerung der Telekonnektionszentren nicht so exakt wie in diesem konstruierten Versuchsdatensatz. Daraus folgt, dass Telekonnektionszentren in interannuelle Variabilitätsanteile separiert werden können und diese Anteile jeweils dem interannuellen Modus zugeschrieben werden, mit dem die (interannuelle) Kovarianz am höchsten ist. Eine weitere Konsequenz ist, dass die resultierenden Modi bzw. das von ihnen repräsentierte Anomaliesignal nur ein einziges Mal auftritt. Das bietet Vorteile, wenn diese Modi mit weiteren Größen, wie beispielsweise der mediterranen Niederschlagsvariabilität, in Verbindung gebracht werden. Die Unabhängigkeit der Anomaliesignale erlaubt dann beispielsweise die Aufsummierung der erklärten gemeinsamen Varianzen.

Im Rahmen dieser Arbeit spielen die Ladungsmuster der Sequenz-Hauptkomponenten allerdings eine untergeordnete Rolle. Denn die Integration aller zwölf Luftdruckniveaus führt dazu, dass für jede Originalvariable das Ladungsmuster als einziger Ladungswert übergreifend über alle Geopotentialniveaus vorliegt. Dieses Ergebnis ist erstens schwierig zu interpretieren und zweitens gehen über den Verlust der vertikalen Differenzierung wichtige Informationen verloren. Deshalb wurde die in Kapitel 5.3.1 beschriebene Beziehung zwischen den *Scores* (Zeitreihen) einer Hauptkomponente und den Originalvariablen genutzt, um ein Pseudoladungsmuster für alle Luftdruckniveaus zu generieren. Da die Ladungen auch als Korrelationskoeffizienten zwischen den PC- *Scores* und den Eingangsvariablen betrachtet werden können, stellt umgekehrt die Korrelation zwischen den *Scores* und dem Eingangsdatenfeld ein Pendant zum Ladungsmuster dar. So wurden die *Score*-Reihen mit der Länge von insgesamt 588 Jahren in die 49-jährigen Zeitreihenausschnitte der zwölf Geopotentialniveaus aufgesplittet, die dann die interannuelle Variabilität der Sequenz-Hauptkomponenten für je ein Luftdruckniveau beschreiben. Die Korrelation dieser Zeitreihen mit dem Eingangsdatenfeld projiziert die Hauptkomponente also auf die insgesamt zwölf Luftdruckniveaus und erzeugt ein vertikal aufgelöstes Pseudoladungsmuster. Auch diese Vorgehensweise wurde mit Hilfe des Versuchsdatensatzes überprüft. Dementsprechend wurde die 49-jährige Scorezeitreihe mit dem Eingangsdatenfeld korreliert.

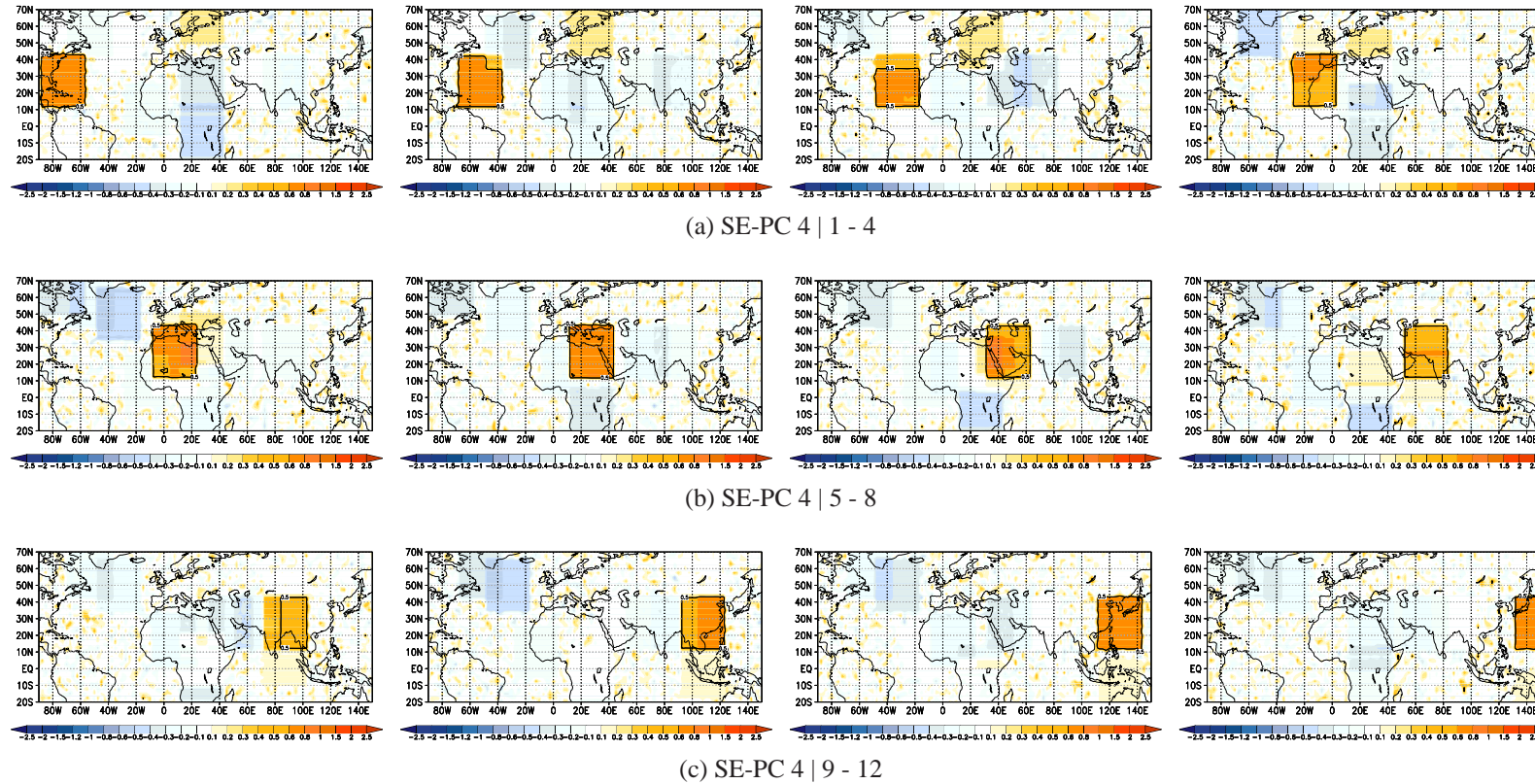


Abb. 5.14: Pseudo-Ladungsmuster der vierten SE-Hauptkomponente für die ersten vier Sequenzausschnitte (a), die zweiten vier (b) und die dritten vier (c); dargestellt sind nur die Ladungsbeträge von $|r| \geq 0.5$ für positive Ladungen in roten und negative in blauen Farben.

Die resultierenden Pseudo-Ladungsmuster stimmen für alle Sequenz-PCs gut mit dem Ladungsmuster überein, wie es hier für die führende SE-PC in Abbildung 5.14 dargestellt wird.

Da nun alle Ladungsbeträge abgebildet sind, auch diejenigen kleiner als $|0.50|$, treten nun unstrukturierte blaue und gelbe kleinen Farbschatten hervor. Sie markieren die Zusammenhänge mit den Gitterpunkten, deren Zeitreihen sich ausschließlich aus Zufallszahlen zwischen Null und Eins zusammensetzen. Weiterhin werden durch die blassen orangefarbenen und blauen Sekundärquadrate Varianz-Überschneidungen mit anderen Sequenzen oder einzelnen Telekonnectionsmustern angezeigt.

5.4 Cluster-Analyse

Neben der Hauptkomponentenanalyse ist die Clusteranalyse eine der zentralen Methoden, mit denen sich ähnliche Objekte zu Gruppen bzw. Klassen zusammenfassen lassen. Die resultierenden Klassen repräsentieren z.B. in Form von Zentroiden einen „mittleren“ räumlichen oder zeitlichen Schwankungstyp, der sich als der Mittelwert aus den einer Klasse zugehörigen Objekten berechnen lässt. Die Klassen-Zentroide vertreten, ähnlich wie die Hauptkomponenten, Gruppen von Eingangsvariablen (\sim Objekten) in Form eines ihnen gemeinsamen Merkmals.

Nach dem zugrunde liegenden Cluster-Verfahren können zwei grundsätzliche clusteranalytische Ansätze unterschieden werden: die hierarchische und die nicht-hierarchische Clusteranalyse⁸. Das zentrale Unterscheidungskriterium und gleichzeitig ein entscheidender Nachteil im Hinblick auf die hierarchische Clusteranalyse ist, dass hierarchische Verfahren der Clusterbestimmung nicht zulassen, einmal einander zugeordnete Objekte wieder zu separieren. Somit sind die Cluster bereits während des Klassifizierungsprozesses fixiert und die enthaltenen Objekte können auch dann nicht umgruppiert werden, wenn dadurch am Ende eine bessere Gesamtlösung stünde. Die nicht-hierarchische Clusteranalyse, zu der auch die optimierte Methode zu zählen ist, die in dieser Arbeit verwendet wurde, erlaubt, Objekte so lange umzugruppieren, bis eine annähernd optimale Lösung gefunden wird. Dieses Verfahren setzt allerdings eine a priori festgelegte Klassenanzahl voraus, auf die hin der Gruppierungsprozess optimiert wird. Dieser subjektive Eingriff stellt gleichzeitig einen Nachteil der nicht-hierarchischen Clusteranalyse dar, da die Güte von Klassifikationsergebnissen von der gewählten Klassenanzahl maßgeblich beeinflusst wird. Demzufolge müssen häufig viele Varianten für verschiedene Clusteranzahlen gerechnet werden, aus denen im Anschluss mit Hilfe von Gütemaßen eine optimale Lösung ausgewählt werden kann.

⁸Eine stärker differenzierte Einteilung auf Basis der unterschiedlichen Clusterverfahren kann bei Backhaus et al. (2003) nachgelesen werden.

Im Folgenden soll ausschließlich die sogenannte SANDRA-Clusteranalyse, ein durch *Simulated ANnealing and Diversified RAndomization* optimiertes nicht-hierarchisches Clusterverfahren erläutert werden (s. Philipp et al. 2007), mit der die nachfolgend erläuterten Analysen durchgeführt wurden.

5.4.1 Berechnungsgrundlage der SANDRA-Clusteranalyse

Das der SANDRA-Clusteranalyse zu Grunde liegende Distanzmaß, das über die Unähnlichkeit von Objekten entscheidet, ist die Euklidische Distanz. Für $i = 1, \dots, n$ Objekte X_i (z.B. Luftdruckmuster), die sich aus den $j = 1, \dots, m$ Gitterpunktwerten eines Klimaparameters x_{ji} (z.B. Luftdruckanomalien) konstituieren, ist die Euklidische Distanz $D(X_i, \bar{X}_k)$ ein Maß für die Entfernung zwischen allen Gitterpunktwerten der Objekte und allen Gitterpunktwerten $\bar{x}_{j,k}$ der $k = 1, \dots, nk$ Clusterzentroide \bar{X}_k :

$$D(X_i, \bar{X}_k) = \sqrt{\sum_{j=1}^m (x_{ji} - \bar{x}_{j,k})^2} \quad (5.16)$$

Ein Objekt wird jeweils dem Cluster C_k zugeordnet, zu dessen Zentroid es die minimale Euklidische Distanz aufweist. Die beste und angestrebte Lösung ist jene, in der die clusterinterne Variabilität minimal und die Unähnlichkeit zwischen den einzelnen Clustern maximal ist. Ein Maß für die clusterinterne Ähnlichkeit einer Klassifikationslösung ist die WSS⁹ als die Summe der quadrierten clusterinternen Abweichungen.

$$WSS = \sum_{k=1}^{nk} \sum_{i \in C_k} D(X_i, \bar{X}_k) \quad (5.17)$$

Dabei stellt sich das Problem, dass eine Lösung, ein Klassifikationsergebnis demnach, zwar eine gute (lokales Optimum) sein kann, nicht aber die beste (globales Optimum) sein muss. Um angesichts einer Lösung mit Sicherheit vom globalen Optimum sprechen zu können, müssen alle möglichen Kombinationen zwischen den Objekten des Eingangsdatensatzes überprüft werden. Da diese Verfahrensweise wegen des Umfangs von klimatologischen Datensätzen schlichtweg unmöglich ist, werden Optimierungsverfahren eingesetzt, die lokale Optima überwinden können und sich somit in der endgültigen Lösung stärker dem globalen Optimum annähern. Der *Simulated Annealing*-Algorithmus wurde von Philipp et al. (2007) in diesem Kontext in das beschriebene nicht-hierarchische Clusterverfahren implementiert. Man kann es als Regulierungsmechanismus für die Tatsache, nicht sofort das beste Klassifikationsergebnis anzunehmen,

⁹engl.: *Within cluster Sum of Squares of deviations*

betrachten. Das Verfahren beinhaltet, dass bereits zugeordnete Objekte einen Cluster mit einer bestimmten Wahrscheinlichkeit wieder verlassen und einem anderen zugeordnet werden dürfen, auch wenn die clusterinternen Varianzen (WSS) sich dadurch erhöhen. Diese „falschen Zuordnungen“ führen also zu einer zwischenzeitlichen Verschlechterung des Klassifikationsergebnisses. Sie dürfen dennoch getroffen werden, wenn die Akzeptanz-Wahrscheinlichkeit P für den neuen Cluster größer als ein von einem Zufallsgenerator ermittelter Wert zwischen 0 und 1 ausfällt. P berechnet sich als:

$$P = \exp\left(\frac{D_{old} - D_{new}}{T}\right) \quad (5.18)$$

mit D_{old} als Euklidischer Distanz zwischen diesem Objekt und dem Cluster in dem es sich bereits befindet, D_{new} als der Euklidischen Distanz zwischen diesem Objekt und dem potenziellen neuen Cluster und T als dem Temperaturfaktor. Je höher T ist, umso höher ist die Wahrscheinlichkeit mit der falsche Zuordnungen zugelassen werden. Nach jeder Iteration (it), in der jeweils die Zuordnung aller Objekte überprüft wird, wird der Temperaturfaktor mit dem *Cooling Factor* C multipliziert.

$$T_{it+1} = CT_{it} \quad (5.19)$$

Da C zwar sehr nahe bei 1 liegt, aber dennoch immer kleiner als 1 ausfällt, ergibt sich eine langsame Reduzierung des Temperaturfaktors und damit der Wahrscheinlichkeit für falsche Zuordnungen. Dann, wenn während eines Iterationsschrittes keine „richtige“ Zuordnung mehr möglich ist, d.h. keine Umordnung mehr zu einer Reduktion der clusterinternen Varianzen führt, und gleichzeitig auch keine „falsche“ Zuordnung mehr getroffen wird, wird die Konvergenz in der bestmöglichen Lösung angenommen und der Klassifikationsprozess gestoppt. Um die Wahrscheinlichkeit zu erhöhen, dass diese Lösung dem globalen Optimum entspricht, wurde das *Simulated Annealing Clustering* zusätzlich mit *Diversified Randomization* kombiniert. Insgesamt 1000 Läufe werden mit einem festgelegten *Cooling factor* durchgeführt und der beste dieser Läufe als Endergebnis ausgewählt. Die Möglichkeit, sogenannte „falsche Zuordnungen“ zu treffen, die abhängig von einem Temperaturfaktor während des Klassifikationsprozesses langsam reduziert wird, bewirkt, dass vom globalen Optimum entfernte Lösungen den Klassifizierungsprozess nicht sofort beenden. Lösungen, die sich im weiteren Umgruppierungsprozess als lokale Optima herausstellen, können so überwunden werden. Die Qualität eines Klassifikationsergebnisses im Hinblick auf die Homogenität der einzelnen Cluster wird mit Hilfe der sogenannten erklärten Cluster-Varianz (ECV)¹⁰ beschrieben. Im Zuge dessen wird die clusterinterne Varianz (WSS) ins Verhältnis zur TSS¹¹ gesetzt, den aufsummierten quadrierten Euklidischen Distanzen

¹⁰engl.: *Explained Cluster Variance*

¹¹engl.: *Total Sum of Squares*

zwischen allen Objekte zu einem Gesamtzentroiden definiert als $k=1$.

$$ECV = 1 - \frac{WSS}{TSS} \quad (5.20)$$

Dieses Maß ist nicht mit der erklärten Gesamtvarianz der Hauptkomponentenanalyse gleichzusetzen. Denn es beschreibt die Höhe der Abweichungen zwischen allen Clusterobjekten und ihren jeweiligen zentralen Schwankungstypen, den Cluster-Zentroiden; während die erklärte Varianz im Rahmen der PCA die Höhe des gemeinsamen Schwankungsverhaltens aller Variablen im Hinblick auf die zentralen Variabilitätsmodi, die *Scores*, festhält.

5.4.2 Anwendung: Saisonal erweiterte SANDRA-Clusteranalyse (SE-Clusteranalyse)

Die SANDRA-Clusteranalyse wurde im Rahmen dieser Arbeit verwendet, um Gitterpunktgruppen zusammenzufassen, für die ein interannuelles Anomaliesignal nicht nur in einem, sondern in verschiedenen aufeinanderfolgenden Saisonabschnitten auftritt. Dieser übergreifende interannuelle Schwankungstyp wird durch die resultierenden Clusterzentroide repräsentiert. Alternativ zur SE-PCA findet sich in der saisonal erweiterten Clusteranalyse (SE-CA) ein weiteres Instrument zur Ermittlung von sequentiellen Fernkopplungsmusterabfolgen.

Es wurden allerdings nicht räumliche Muster, sondern hochpassgefilterte, standardisierte Zeitreihen von Gitterpunktanomalien aus insgesamt zwölf verschiedenen, aufeinanderfolgenden dreimonatigen Saisonabschnitten geclustert. Gitterpunkte mit ähnlich verlaufenden interanuellen Zeitreihenschwankungen werden zu Clustern gruppiert, auch wenn sie in unterschiedlichen Saisonabschnitten auftreten. Die Analysekonfiguration wurde an die der SE-PCA angepasst, mit dem Ziel, Vergleichbarkeit unter den Ergebnisteilen aus den unterschiedlichen Methoden herzustellen. Es wurde dieselbe Klassenanzahl (25, vgl. Kap. 7.1.2) vorgegeben, wie sie mit Hilfe des Dominanzkriteriums für die SE-PCA-Lösung ermittelt wurde. Auch in die Sequenz-CA flossen die Gitterpunktanomalien-Zeitreihen (Objekte) von insgesamt zwölf Luftdruckniveaus ein. Ein Objekt hat somit 588 Einzelwerte, wobei ein Einzelwert einem saisonalen Anomaliewert aus der hochpassgefilterten, standardisierten Luftdruckanomalien-Zeitreihe gleichkommt, die sich aus den je 49-jährigen Zeitreihen der insgesamt zwölf Luftdruckniveaus zusammensetzt. Insgesamt 48068 Objekte wurden geclustert, was den 3589 Gitterfeldzeitreihen in zwölf verschiedenen, dreimonatig überlappenden Saisonabschnitten (Januar-März bis Dezember-Februar) entspricht. Zur Verdeutlichung ist das Eingangsdatenfeld auf Abbildung 5.15 in Matrizenform dargestellt. In den Zeilen sind die Objekte (Gitterpunktzeitreihen in zwölf Saisonabschnitten), in den Spalten die Einzelwerte (Anomaliewerte in zwölf Luftdruckniveaus zu je 49 Jahren) aufgeführt.

Auch das Softwarepaket für die SANDRA-Clusteranalyse behandelt die Zeilen des Eingangs-

$$\begin{array}{cccccc}
x_{1,1,1,1} & \cdot & x_{1,1,n,1} & \dots & x_{1,1,1,l} & \cdot & x_{1,1,n,l} \\
x_{2,1,1,1} & \cdot & x_{2,1,n,1} & \dots & x_{2,1,1,l} & \cdot & x_{2,1,n,l} \\
x_{3,1,1,1} & \cdot & x_{3,1,n,1} & \dots & x_{3,1,1,l} & \cdot & x_{3,1,n,l} \\
& & \cdot & & & & \cdot \\
& & \cdot & & & & \cdot \\
& & \cdot & & & & \cdot \\
x_{gp,s,1,1} & \cdot & x_{gp,s,n,1} & \dots & x_{gp,s,1,l} & \cdot & x_{gp,s,n,l}
\end{array}$$

Abb. 5.15: Konfiguration des Eingangsdatensatzes für die saisonal erweiterte SANDRA-Clusteranalyse mit den 1,...,gp Gitterpunkt-Zeitreihenanomalien in 1,...,s Saisonabschnitten als Objekten (Zeilen) und den gitterpunktspezifischen Anomaliewerte der 1,...,n Jahre und 1,...,l Luftdruckniveaus als Einzelwerten (Spalten).

datensatzes als Objekte. Da in den Zeilen nicht nur Objekte bzw. Gitterpunktanomalien aus einem einzigen Saisonabschnitt, sondern aus allen Saisonabschnitten des Gesamtjahres vertreten sind, wird „automatisch“ saisonal übergreifend geclustert. In Abbildung 5.16 ist dieses Verfahren exemplarisch für die Zeitreihe eines einzigen Gitterpunkts in einem einzigen Luftdruckniveau verdeutlicht. Diese Gitterpunktzeitreihe weist insgesamt drei verschiedene interannuelle Variabilitätsmuster auf, angezeigt durch verschiedene Farben (gelb, rot und blau), die in den unterschiedlichen zwölf Saisonabschnitten auftreten. Die Euklidischen Distanzen zwischen diesen Objekten berechnen sich nun als die Aufsummierung der quadrierten Einzeldistanzen zwischen allen Zeitpunkten der Gitterpunktzeitreihe. Sie wird für Zeitreihen mit einem sehr ähnlichen interannuellen Schwankungsverhalten minimal sein, die demzufolge zu Klassen bzw. Clustern (gelbe, rote und blaue Ellipsen in Abb. 5.16) zusammengefasst werden. Sobald Ähnlichkeiten in den interannuellen Gitterpunkt-Variabilitäten saisonübergreifend auftreten, erfolgt eine saisonübergreifende Clusterbildung, in Abb. 5.16 als gelbe, rote und blaue Verbindungslinien zu den Clustern hin eingezeichnet. Die Clusterzentroide als der Mittelwert aus allen zugeordneten Objekten repräsentieren demzufolge saisonal modifizierte interannuelle Anomaliesignale und stellen ein Pendant zu den *Scores* (Zeitreihen) der saisonal-erweiterten SE-Hauptkomponenten dar.

Um nun Abfolgen an Fernkopplungsmuster-Sequenzen zu erhalten, werden Pseudo-Ladungsmuster nach demselben Verfahren wie für die SE-PCs erstellt: die Zentroidzeitreihen werden auf die saisonalen Gitterfelder des Eingangsdatensatzes (JFM-DJF) projiziert, indem jede Gitterpunktanomaliezeitreihe separat für jedes Luftdruckniveau mit den Zentroidzeitreihen korreliert wird. Die resultierenden saisonalen Korrelationskarten halten in der Variation der Kopplungszentren fest, wo und wann ein interannuelles Anomaliesignal, repräsentiert von einem SE-Cluster, von Bedeutung ist.

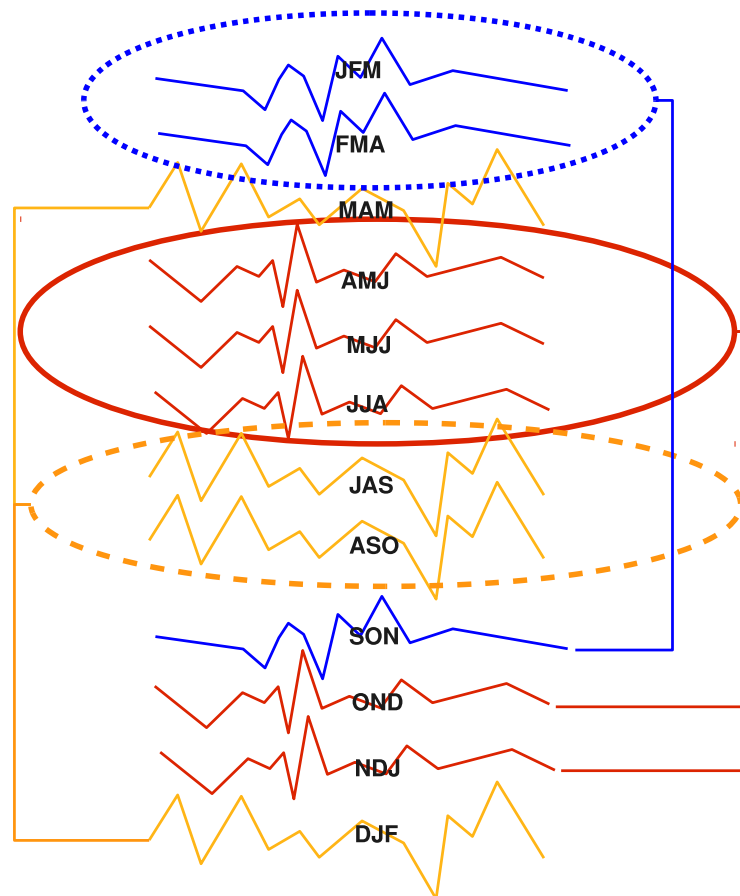


Abb. 5.16: Saisonal übergreifendes Klassifikationsschema im Rahmen der SANDRA-Clusteranalyse am Beispiel einer Gitterpunktzeitreihe mit insgesamt drei unterschiedlichen interannuellen Schwankungsmustern (gelb, rot und blau), die in unterschiedlichen Saisonabschnitten (JFM-DJF) auftreten. Die drei resultierenden Cluster sind als blaue, rote und gelbe Ellipsen eingezeichnet, die Verbindungen zu saisonal entfernt liegenden Clusterobjekten mit blauen, roten und gelben Verbindungslinien markiert.

Durch die Anwendung der saisonal erweiterten Clusteranalyse sollten einerseits die Ergebnisse aus der saisonal erweiterten Sequenz-PCA mit einer alternativen Methode reproduziert und gesichert werden. Andererseits wurde eine Ergebnisverbesserung im Hinblick auf die Kopplung mit dem mediterranen Niederschlag erhofft. Der systematische Überblick über die SE-Clusterergebnisse sowie ein systematischer Ergebnisvergleich zwischen SE-CA und SE-PCA ist in Kapitel 7.1.2 dargelegt, dem ersten Unterkapitel des Hauptkapitels zur inhaltlichen Ergebnisdarstellung der sequentiellen Betrachtungen.

6 Niederschlags-Telekonnektionen mit Bezug zur tropischen Zirkulationsvariabilität

6.1 Methodische Aspekte der Telekonnektions-PCA

Im Methodenkapitel wurde bereits die Analysekonfiguration der Telekonnektions-PCA erläutert (Kap. 5.3.2). Es wurde ausgeführt, dass aus dieser Analyse die dominanten Fernkopplungsmuster des mediterranen Niederschlags im Luftdruckfeld hervorgehen. Zur Erinnerung sei wiederholt, dass insgesamt zwölf Telekonnektionshauptkomponenten (TP-PCs) nach dem Dominanzkriterium extrahiert wurden, die zusammen 80% der Gesamtvarianz des Eingangsdatenfelds erklären, definiert als die räumliche Variabilität der Fernkopplungsmuster des mediterranen Niederschlags im Luftdruckfeld im Jahresverlauf zwischen 1000 hPa und 100 hPa. Bevor die einzelnen Telekonnektions-PCs unter physikalisch-dynamischen Gesichtspunkten diskutiert werden, muss auf einige methodische Aspekte Bezug genommen werden, die in enger Verbindung mit der inhaltlichen Ergebnisinterpretation stehen. In den folgenden Unterkapiteln wird angeführt, welche Ergebnisteile der TP-PC direkt interpretiert werden und wo und aus welchen Gründen auf stellvertretendes Material zurückgegriffen wird. Anschließend wird die Robustheit der Analyseergebnisse beleuchtet. Zuletzt wird eine erweiterte Variante der Telekonnektions-PCA vorgestellt, mittels der eine Brücke zur tropischen Zirkulationsvariabilität geschlagen wird.

6.1.1 Auswahlkriterien für die repräsentativen Korrelationskarten

Nur weil alle möglichen saisonalen Kombinationen an heterogenen Korrelationskarten aller Niederschlagsregionen für das Gesamtjahr in die Telekonnektions-PCA einfließen, können die resultierenden TP-Hauptkomponenten als die dominanten mediterranen Niederschlagstelekonnektionen ausgewiesen werden. Da im Vorfeld keine Klarheit darüber herrscht, in welchen Saisonabschnittslängen und welchen Luftdruckniveaus die stärksten Kopplungen auftreten, wird

mit dieser Analysevariante die maximale Informationsgrundlage bearbeitet. Der Gefahr, mögliche wichtige Informationen durch zeitliche oder räumliche Beschränkungen der Analyse zu verlieren, wird vorgebeugt und ein umfassender Aussagehorizont wird geschaffen. Dafür gestaltet sich die Filterung der zentralen Informationen im Nachfeld schwieriger. Die Saisonabschnittslängen umfassen maximal zwölf Monate. In den langen Saisonabschnitten werden deshalb zum Teil saisonal differenzierte Fernkopplungssignale gemittelt. Dies kann dazu führen, dass Fernkopplungszentren in den längeren Saisonabschnittsmitteln abgeschwächt oder sogar ausgelöscht werden. Häufig weisen die Korrelationskarten der langen Saisonabschnitte keine klar differenzierbaren Zentren mehr auf, sondern präsentieren sich als räumlich unscharfe, „verschwommene“ Muster (Rauschen). Oder aber, die persistenten saisonalen Fernkopplungsmuster dominieren die Korrelationskarten der langen Saisonabschnitte. Somit wird der Einfluss von Fernkopplungsmustern, die nur in einzelnen oder wenigen zusammenhängenden Saisonabschnitten auftreten, in dieser Analysekonfiguration überlagert durch die Verstärkung der Präsenz der räumlich persistenten Muster in den langen Saisonabschnittsmitteln. Dieser Umstand tritt vor allem beim Versuch, repräsentative Korrelationskarten für die entsprechende Fernkopplungsmuster-Hauptkomponenten zu selektieren, als erschwerendes Moment auf.

Eine repräsentative Korrelationskarte ist die Korrelationskarte eines bestimmten Saisonabschnitts einer ausgewählten Niederschlagsregion, die die Information der zugeordneten Hauptkomponente bestmöglichst wiedergibt. Solche stellvertretenden Korrelationskarten werden ausgewählt, weil die zirkulationsdynamische Interpretation der Niederschlagstelekonnektionen nicht an den *Score*-Mustern durchgeführt werden soll, die eigentlich ja das Fernkopplungsmuster repräsentieren. Die *Scores* skizzieren aber erstens lediglich eine "mittlere Lage" der Telekonnektionszentren, errechnet aus der Lageinformation aller heterogenen Korrelationskarten, die durch eine TP-PC repräsentiert werden. Diese mittlere Position spiegelt aber nicht die genaue Lagebeziehung der Zentren zum Mittelmeerraum wider, so wie sie in den einzelnen Korrelationskarten auftreten. Räumliche Abweichungen von den originalen Zentrenpositionen können die Interpretation der Kopplungsmechanismen erschweren. Zweitens sind die Kopplungszentren der *Scores* nicht in Form von Korrelationskoeffizienten wiedergegeben, wie im Falle der heterogenen Korrelationskarten, sondern in Form von standardisierten Korrelationskoeffizienten, wiederum als Linearkombination aus den zentrenkonstituierenden Korrelationskoeffizienten aller stellvertretenden heterogenen Korrelationskarten. Das erschwert die Abschätzung, ob sich eine Kopplung im statistisch signifikanten Bereich bewegt oder wie hoch die Kopplungsintensität tatsächlich ausfällt. Die Aussage des Korrelationskoeffizienten diesbezüglich ist sehr viel klarer und einfacher zu interpretieren.

Nun würde naheliegen, die Korrelationskarte mit der maximalen Ladung auf eine Telekonnektions-

muster-PC als repräsentativ zu betrachten, da sie den *Scoremustern* in allen Luftdruckniveaus am ähnlichsten ist. Leider sind die Korrelationskarten mit den maximalen Ladungen tendenziell nicht gleichzeitig diejenigen mit den stärksten Kopplungssignalen. Vielmehr verhält es sich so, dass die maximalen Ladungen auf die Fernkopplungsmuster der Saisonabschnitte mit mittlerer bis langer Abschnittslänge fallen. In diesen Karten werden gleichgerichtete bis unterschiedliche Kopplungsinformationen der einzelmonatlichen Saisonabschnitte (durch die saisonale Mittelung) räumlich überlagert dargestellt. Das wird als die Hauptursache dafür betrachtet, weshalb sich diese Karten, im Vergleich zu den kürzergemittelten, häufig durch räumlich unscharf abgegrenzte Telekonnektionszentren mit geringeren Kopplungsintensitäten auszeichnen. Die hohen Ladungen mit den TP-PCs stellen sich deshalb ein, weil auch die *Score*-Muster viele verschiedene und vor allem viele unschärfere, lange Saisonabschnitte repräsentieren müssen und ebenfalls schlechter abgegrenzte Telekonnektionszentren ausweisen. Es genügt also nicht, die Korrelationskarten mit der maximalen Ladung auf eine Hauptkomponente zu betrachten, denn diese repräsentieren die Kopplungsstärke mit dem mediterranen Niederschlag häufig nur in abgeschwächter Form. Deshalb wurde ein Auswahlverfahren für repräsentative Korrelationskarten erstellt, mit dem einerseits eine hohe Ähnlichkeit zum TP-PC *Score* gewährleistet wird und andererseits die höchstmögliche Kopplungsintensität berücksichtigt wird.

Folgende Selektionskriterien wurden angelegt: eine Isokorrelatenkarten-Folge, die Gesamtheit der insgesamt zwölf Korrelationskarten der unterschiedlichen Luftdruckniveaus, eines Saisonabschnitts und einer Niederschlagsregion, wurde nur dann in die nähere Auswahl miteinbezogen, wenn der Pearson Korrelationskoeffizient zwischen der Karte und dem TP-PC-*Score* mit einer Sicherheitswahrscheinlichkeit von mindestens 99.99% signifikant ist. Dieses hohe Signifikanzniveau wurde gewählt, da die paarweise Korrelation zwischen den insgesamt zwölf Niederschlagskorrelationskarten bzw. den zwölf Karten des TP-PC-*Scores* berechnet wurde. Der Stichprobenumfang beläuft sich somit auf eine Anzahl von 43 068 (3589 Gitterpunkte \times 12 Luftdruckniveaus). Auf einem Signifikanzniveau von 95% sind in Abhängigkeit des hohen Stichprobenumfangs bereits Koeffizienten ab $r = 0.15$ bzw. $r = -0.17$ signifikant. Für das 99.99%-ige Signifikanzniveau hingegen indizieren Koeffizienten ab $r = 0.31$ bzw. $r = -0.31$ eine signifikante Musterähnlichkeit zwischen den Karten der Niederschlagsregion und denen des *Scores*.

Weiterhin müssen die, in die Auswahl einbezogenen Karten nicht nur eine signifikante, sondern auch die maximale Ladung auf die entsprechende Hauptkomponente aufweisen. Das heißt, dass nur die Karten der Saisonabschnitte einfließen, die nicht durch den *Score* einer anderen Telekonnektions-PC besser repräsentiert wären. Mit diesen beiden Kriterien wird der Ähnlichkeit zum zentralen Muster Rechnung getragen.

Darüber hinaus ist ein drittes Kriterium notwendig, um die Auswahl starker Kopplungssignale

zu gewährleisten. Dieses dritte Kriterium wurde zunächst wie folgt definiert: unter allen Karten, die potenzielle Kandidaten für die stellvertretende Korrelationskarte einer Telekonnektions-Hauptkomponente sind, muss sich die letztlich als repräsentativ ausgewählte, durch die höchsten positiven und negativen Korrelationskoeffizienten in allen Luftdruckniveaus auszeichnen. Dafür wurden für jede Karte und separat für jedes Druckmittel die Mittelwerte der positiven und negativen Koeffizienten berechnet und verglichen. Als problematisch erwies sich, dass durch dieses zusätzliche Kriterium zumeist Karten ausgewählt wurden, die durch eine eher niedrige Musterähnlichkeit zum TP-PC-Score gekennzeichnet waren. Daher musste überprüft werden, ob mit dieser geringeren Ähnlichkeit Abweichungen vom zentralen Muster einhergehen, die folgeschwer für die physikalisch-dynamische Interpretation der Kopplung sind. Folgeschwer meint in diesem Zusammenhang, dass in der repräsentativen Isokorrelatenkarte im Vergleich zum TP-PC-Score entweder zusätzliche Kopplungszentren auftreten oder dass Kopplungszentren des TP-PC-Scores nicht in der Isokorrelatenkarte auftreten; oder auch, dass die räumliche Lage der Zentren in beiden Karten sehr stark voneinander abweicht.

Zur Illustration dieses Selektionsverfahrens sind die Auswahl-Ergebnisse für TP-PC 1 und TP-PC 2 in Abbildung 6.1 vergleichend aufgeführt. Auf Abbildung 6.1a ist die Korrelationskarte mit der maximalen Ladung auf die erste TP-PC dargestellt (Algerien, Mai-Oktobermittel) und darunter diejenige, die nach den erläuterten drei Kriterien repräsentativ für die führende TP-PC ist (Iberien, Oktober, Abb. 6.1c). Die augenfälligsten Unterschiede zwischen den beiden dargestellten Isokorrelatenkarten sind folgende: in der oberen Karte (Abb. 6.1a) ist ein negatives Korrelationszentrum über dem Labradorbecken vorhanden, nicht aber in der mittleren Karte; und das, in der mittleren Karte (s. Abb. 6.1c) ausgeprägte, positive Korrelationszentrum über Libyen fehlt in der oberen Teilabbildung.

Noch augenfälliger werden die Differenzen im rechten Teil dieser Abbildung. Auf Abbildung 6.1b ist die der zweiten TP-Hauptkomponente ähnlichste Korrelationskarte (maximale Ladung) dargestellt (Nordmauretanien, Januar-Julimittel) und darunter diejenige mit den stärksten Kopplungssignalen, die durch die drei angelegten Kriterien ausgewählt wird (Balkan, September-Januar, Abb. 6.1d). Das negative Primärkopplungszentrum über dem südwestlichen Mittelmeerraum der oberen Karte (Abb. 6.1b) ist in der mittleren stark nordöstlich verlagert und liegt über Zentraleuropa. In der mittleren Karte (Abb. 6.1d) ist wiederum ein starkes positives Kopplungszentrum mit Kernregion zwischen Schwarzem und Kaspischen Meer zu sehen, das auch den östlichen Mittelmeerraum erfasst. In der oberen Karte fehlt dieses Zentrum, der östliche Mittelmeerraum befindet sich dort im Einzugsbereich der 0-Isokorrelate bzw. schwach negativer Korrelationen. Darüber hinaus ist lagekonform zu einem weiteren (schwächeren) Positivzentrum über dem Zentralatlantik in der oberen Karte in der mittleren ein Zentrum mit umgekehrtem Vorzeichen vorzufinden.

Die erläuterten Abweichungen zwischen den nach diesen Kriterien ausgewählten repräsentativen Korrelationskarten und den Fernkopplungsmustern, das die TP-PC-Scores repräsentieren, wird als zu groß erachtet bzw. als folgenschwer im Hinblick auf die zirkulationsdynamische Interpretation der Kopplung bewertet. Abbildung 6.1 verdeutlicht, dass dem Kriterium der Ähnlichkeit eine stärkere Gewichtung als im zunächst gewählten Ansatz zukommen muss. Ein Kompromiss wurde gefunden, indem nicht die maximalen Korrelationskoeffizienten eines jeden Druckniveaus ermittelt werden, sondern der maximal positive und maximal negative über insgesamt alle Druckniveaus. Die Resultate dieses Ansatzes sind im unteren Teil von Abbildung 6.1 zu begutachten: unten links (Abb. 6.1e) ist die repräsentative TP-PC 1-Korrelationskarte dargestellt, die nach den zuletzt genannten drei Kriterien ausgewählt wird. Sie ist der Karte mit der höchsten Ladung in Abbildung 6.1a weitaus ähnlicher als die mittlere Teilabbildung. Sowohl das erwähnte nordwestatlantische Kopplungszentrum wird abgebildet, das in der oberen, nicht aber der mittleren Karte ausgeprägt ist, als auch das zentralmediterrane positive Kopplungszentrum der mittleren Karte, das wiederum in der oberen fehlt. Für die zweite TP-Hauptkomponente lässt sich ebenfalls eine deutlich bessere Lageübereinstimmung der Fernkopplungszentren zwischen der nach zuletzt genannten Kriterien ausgewählten Karte in Abbildung 6.1f und der dem TP-PC 2-Score ähnlichsten in Abbildung 6.1b festmachen. Außerdem entsprechen die hauptsächlichen Kopplungszentren in Anzahl und Vorzeichen der Karte in Abbildung 6.1f denen in 6.1b.

Bei der Analyse der nachgeordneten TP-PCs hat sich herausgestellt, dass diese Kriterien um eine zusätzliche Bedingung erweitert werden müssen. Und zwar um diejenige, dass die maximale Ladung einer Hauptkomponente auf eine potenziell stellvertretende Korrelationskarte einen Betrag von mindestens $|r| \geq 0.5$ aufweisen muss. Kein Schwellenwert anzulegen führt dazu, dass die Ähnlichkeit zum TP-PC-Score zu gering wird, da die maximalen Ladungen der nachgeordneten TP-Hauptkomponenten weitaus geringer ausfallen als die der führenden. Ein höherer Schwellenwert als $|0.5|$ wiederum bewirkt, dass häufig die unschärferen Karten der längergemittelten Saisonabschnitte gewählt werden.

Ebenfalls für die Analyse der nachgeordneten Hauptkomponenten wurde die Betrachtung von mehr als einer repräsentativen Korrelationskarte einer einzigen Niederschlagsregion notwendig. Während ein Vorteil der TP-PCA darin liegt, dass in den Scores sämtliche Fernkopplungszentren abgebildet werden, sind gleichzeitig nicht immer alle Kopplungszentren eines Musters in jeder zugehörigen Korrelationskarte jeder Niederschlagsregion vertreten. Bei den nachgeordneten TP-PCs und den einhergehenden geringeren Ladungen auf die jeweiligen TP-PC-Scores vermag eine einzige Korrelationskarte nicht immer alle Zentren des repräsentativen Musters abzubilden. Demzufolge wurden nach den genannten Kriterien drei unterschiedliche Korrelationskarten dreier verschiedener Niederschlagsregionen ausgewählt, wobei die Ladungsbeträge

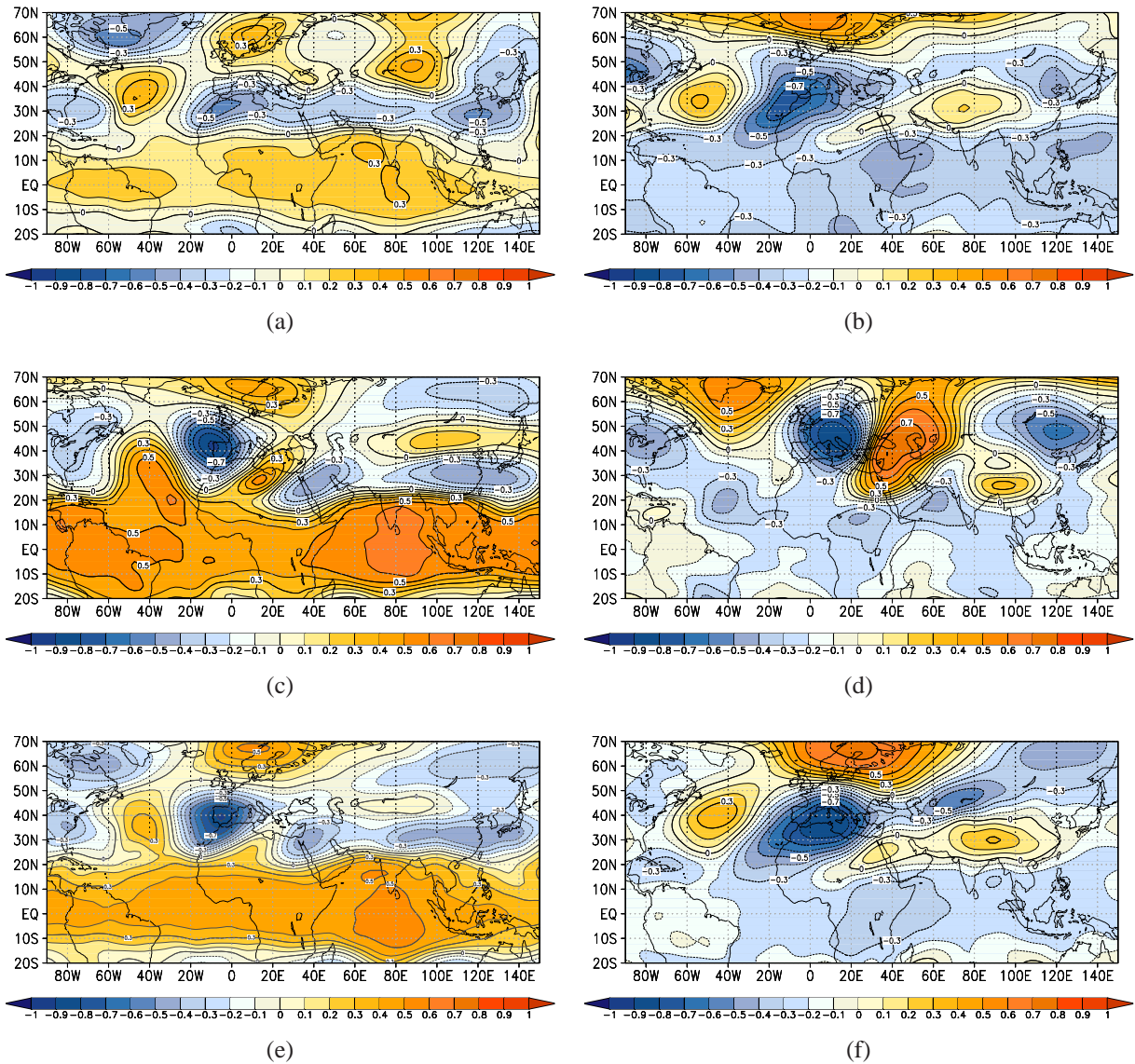


Abb. 6.1: Nach unterschiedlichen Kriterien ausgewählte, stellvertretende Korrelationskarten für TP-PC 1 (linke Spalte) und TP-PC 2 (rechte Spalte); Korrelationskarten zwischen dem Mai-Oktoberniederschlag Algeriens (a), dem Oktoberniederschlag Iberiens (c) bzw. dem Juli-Oktoberniederschlag Iberiens (e) und dem 400 hPa-Luftdruckfeld; Korrelationskarten zwischen dem nordmauretanischen Januar-Juli-Niederschlag (b), dem September-Januar-Niederschlag der Balkanregion (d) bzw. dem Februar-Mai-Niederschlag des zentralen Mittelmeerraums (f) und dem 600 hPa-Luftdruckfeld. Der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen.

und die Kopplungsintensitäten der zweiten (dritten) Region niedriger als die der ersten (zweiten) sind.

Die Korrelationskarten, an Hand derer die physikalisch-dynamische Interpretation der Telekonnectionsmuster-Hauptkomponente bestritten werden, müssen demnach den folgenden drei Kriterien genügen. Die Kartenfolge muss:

- die maximale Ladung auf die entsprechende TP-Hauptkomponente aufweisen mit einem Mindestbetrag von $|0.5|$
- eine mit 99.99%-iger Sicherheitswahrscheinlichkeit statistisch signifikante Ladung haben
- den maximal positiven bzw. maximal negativen Korrelationskoeffizienten unter allen Korrelationskartenfolgen, die die ersten beiden Bedingungen erfüllen, beinhalten.

6.1.2 Robustheit der Analyseergebnisse

Bei der Anwendung komplexer statistischer Methoden wie der Hauptkomponentenanalyse darf die physikalische Interpretierbarkeit der resultierenden Ergebnisse nicht als Selbstverständlichkeit betrachtet werden. Über mathematisch korrekte Lösungen für ein lineares Gleichungssystem zu verfügen, bedeutet nicht notwendigerweise, die Gesamtheit dieser Lösungen mit der physikalischen Dimension des Eingangsdatensatzes in Verbindung bringen zu können. Ein Vorteil der Telekonnectionsmuster-PCA ist, dass die *Scores* als die zentralen Fernkopplungsmuster über ihre Ladungen leicht mit den Eingangsdaten, den saisonalen heterogenen Korrelationskarten der einzelnen Niederschlagsregionen, in Verbindung gebracht werden können. Dadurch lässt sich überprüfen, ob es sich bei den extrahierten Telekonnections-PCs um Muster handelt, die im Eingangsdatensatz realisiert sind oder ob mathematische Artefakte vorliegen. Lässt sich für eine Telekonnections-Hauptkomponente beispielsweise keine repräsentative Korrelationskarte finden, ist die Wahrscheinlichkeit erhöht, dass die entsprechende Hauptkomponente ein rein mathematisches Konstrukt darstellt.

Darüber hinaus kann aber auch die zu Grunde liegende Analysekonfiguration zu unrealistischen Verzerrungen führen. In nicht unbedingt üblichen Konfigurationen, wie sie die Telekonnections-PCA darstellt, sollte demnach die Robustheit der führenden Hauptkomponenten in Unabhängigkeit von der Konfiguration der Eingangsdaten überprüft werden.

Die Gesamtvarianz des Eingangsdatenfeldes ist abhängig vom Homogenitätsgrad desselben. Im Falle relativ homogener Ursprungsdaten wird das Ergebnis einer Hauptkomponentenanalyse dadurch gekennzeichnet sein, dass wenige Hauptkomponenten einen großen Anteil der Gesamtvarianz des Eingangsfeldes erklären können. In die Telekonnections-PCA fließen für jede

Region überproportional oft Karten ein, in denen sich die zeitlich (im Jahresverlauf) dominierende Zentrenkonfiguration durchsetzt, da eine hohe Anzahl an sich überlappenden und langen Saisonabschnitten integriert werden. Die Homogenität des Eingangsdatensatzes nimmt dadurch zu. Da die führenden Hauptkomponenten jeweils Muster vertreten, die am häufigsten im Eingangsdatensatz realisiert sind, könnten Musterpersistenzen, die in den sich stetig wiederholenden Saisonabschnitten zu Tage treten, eine Verzerrung der Varianzerklärungsanteile bewirken. Das sei im Folgenden kurz veranschaulicht.

Von den beispielsweise 144 saisonalen Korrelationskarten des Iberienniederschlags im 500 hPa Niveau sind 57 der des Monats Oktober am ähnlichsten. Wiederum 48 dieser 57 Karten korrelieren mit der Oktoberkarte mit einem Korrelationskoeffizienten von mehr als $r \geq 0.7$. Der hohe gemeinsame erklärte Varianzanteil von über 50% sagt aus, das sich diese Fernkopplungskarten relativ ähnlich sind. Demzufolge repräsentiert in etwa die Hälfte aller Kopplungskarten Iberiens unter anderem die Luftdruckfeldkonfiguration zur Oktoberniederschlagsvariabilität.

Abbildung 6.2 gibt für die zwölf verschiedenen Saisonabschnittslängen jeweils eine Korrelationskarte wieder und zwar immer diejenige, für die der Dezember den Zentralmonat darstellt¹. Zunächst fällt auf, dass sich die Isokorrelatenkarten mit einer Abschnittslänge von sieben bis zwölf Monaten sehr ähnlich sind (rechte Spalte in Abb. 6.2). Die Korrelationsmuster der ein- bis sechsmonatigen Saisonabschnitte sind der Korrelationskarte des Dezembers (rote Korrelationskoeffizienten) ähnlicher als der des Oktobers (schwarze Koeffizienten), wohingegen sich ab einer Saisonabschnittslänge von etwa sieben Monaten dieses Verhältnis umkehrt. Würde man die Saisonabschnitte mit Zentralmonat Oktober betrachten, wäre das sicher eine erwartungsgemäße Entwicklung. Für die Saisonabschnitte, die auf den Dezember zentriert sind, würde man hingegen annehmen, dass sie dem Dezemberrmittel am ähnlichsten sind. Da dem nicht so ist, müssen die Isokorrelatenkarten der restlichen Einzelmonate dem Oktober- näher als dem Dezemberrmuster kommen.

¹Im Falle von geradzahligen Saisonabschnittslängen liegt der Dezember jeweils vor dem Zentralwert, also der Mitte der Saisonabschnittslänge; beispielsweise ist für die 4-monatigen Saisonabschnitte das November-Februar-, die sechsmonatigen das Oktober-Märzmittel usw. dargestellt.

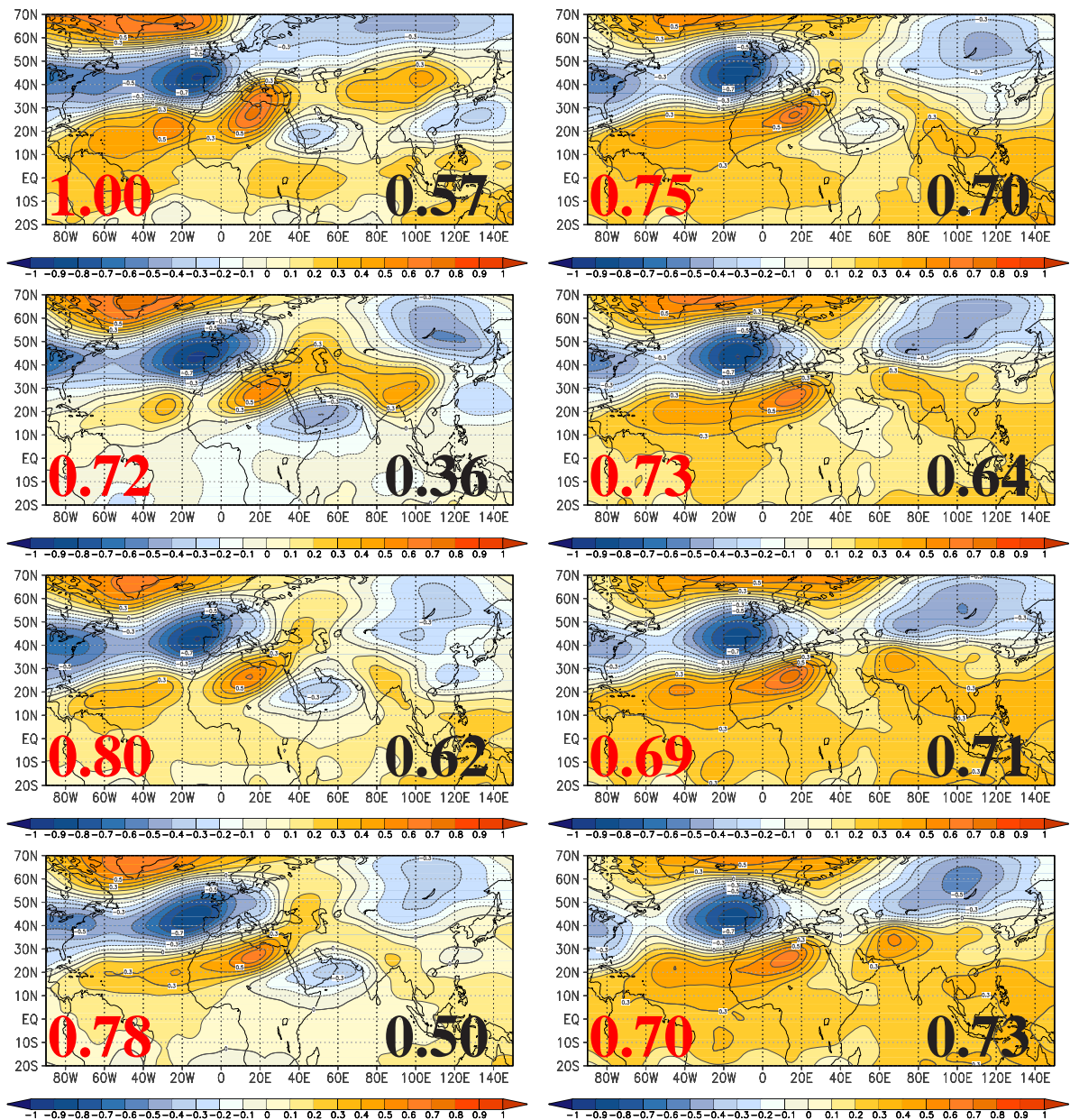


Abb. 6.2: Heterogene Korrelationskarten zwischen iberischem Niederschlag und 500 hPa-Luftdruckfeld für alle ein- bis zwölfmonatigen Saisonabschnitte mit Zentralmonat Dezember: Dezember (oben li.) bis November-Februar (unten li.), Oktober-Februar (oben re.) bis September-April (unten re.); nächste Seite: August-April (oben li.), darunter August-Mai, usw. bis Juli-Juni (unten re.); rote bzw. schwarze Ziffern: Pearson-Korrelationskoeffizient zwischen dem Kopplungsmuster des jeweiligen Saisonabschnitts und der Dezemberkarte (oben li.) bzw. Oktober-Korrelationskarte in Abb. 6.3; der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen.

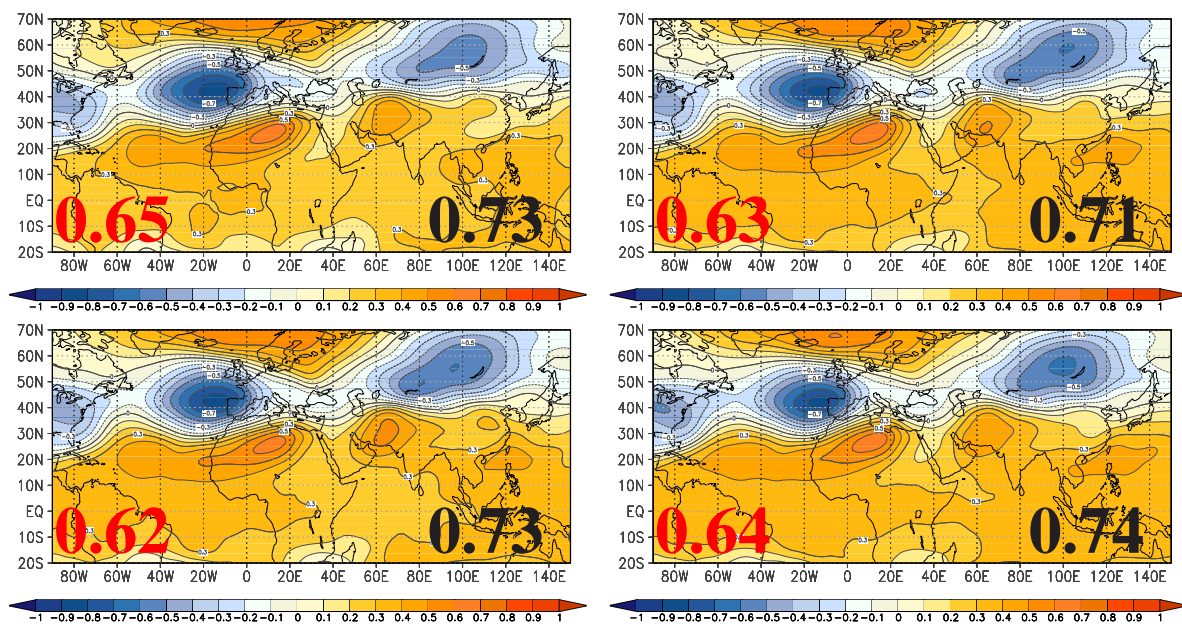


Abb. 6.2: Fortsetzung

An Hand der einzelmonatlichen Korrelationskarten in Abbildung 6.3 wird deutlich, dass sich in den langen Saisonabschnittsmitteln tatsächlich die zeitlich dominante Ausprägungsform der einzelmonatlichen Kopplungszentren durchsetzt, wie sie der Oktoberkarte des Iberienniederschlags nahe kommt. Die charakteristische Zentrenanordnung der Dezemberkarte mit einer bandartigen Ausformung des westmediterranen Primärkopplungszentrums und des positiven Telekonnektionszentrums über Grönland/Island, die stark an die Nordatlantische Oszillation bzw. das *East Atlantic*-Pattern erinnert, findet sich so nur noch ansatzweise in der Januarkarte. Die Karten der restlichen Einzelmonate sind gekennzeichnet von einem regional begrenzteren, *bullseyeförmigen* Primärkopplungszentrum nahe Iberiens, während das positive Fernkopplungszentrum über dem Nordatlantik zumeist über Fennoskandien vorzufinden ist. Genauso treten diese Zentren in den Korrelationskarten der sieben- bis zwölfmonatigen Saisonabschnitte in Abbildung 6.1 auf.

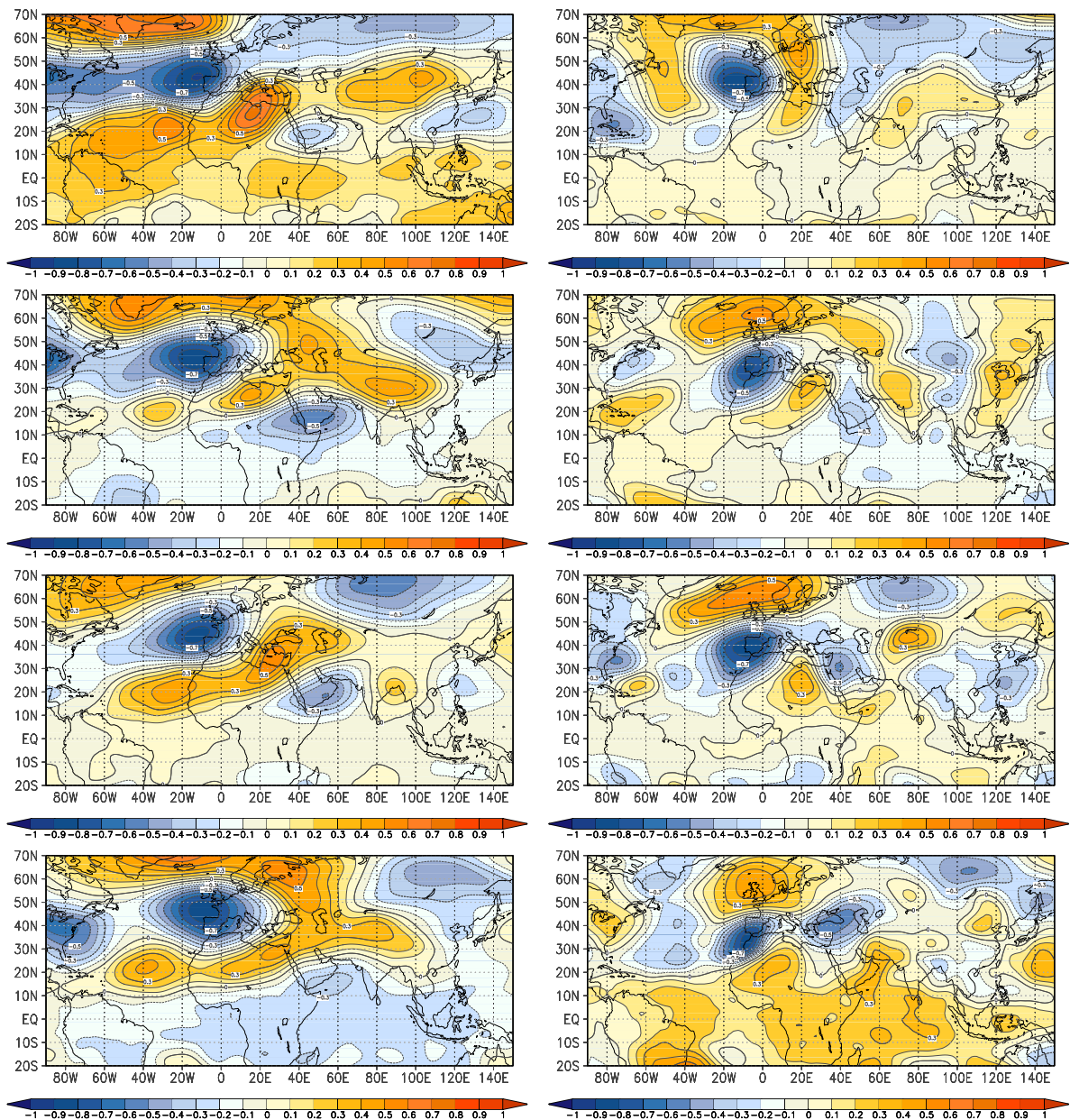


Abb. 6.3: Heterogene Korrelationskarten zwischen iberischem Niederschlag und 500 hPa-Luftdruckfeld für die insgesamt zwölf Einzelmonate: Dezember (li. oben), darunter Januar, bis März (li. unten); April (re. oben) bis Juli (re. unten); nächste Seite: August (li. oben), darunter September bis November (re. unten). Der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen.

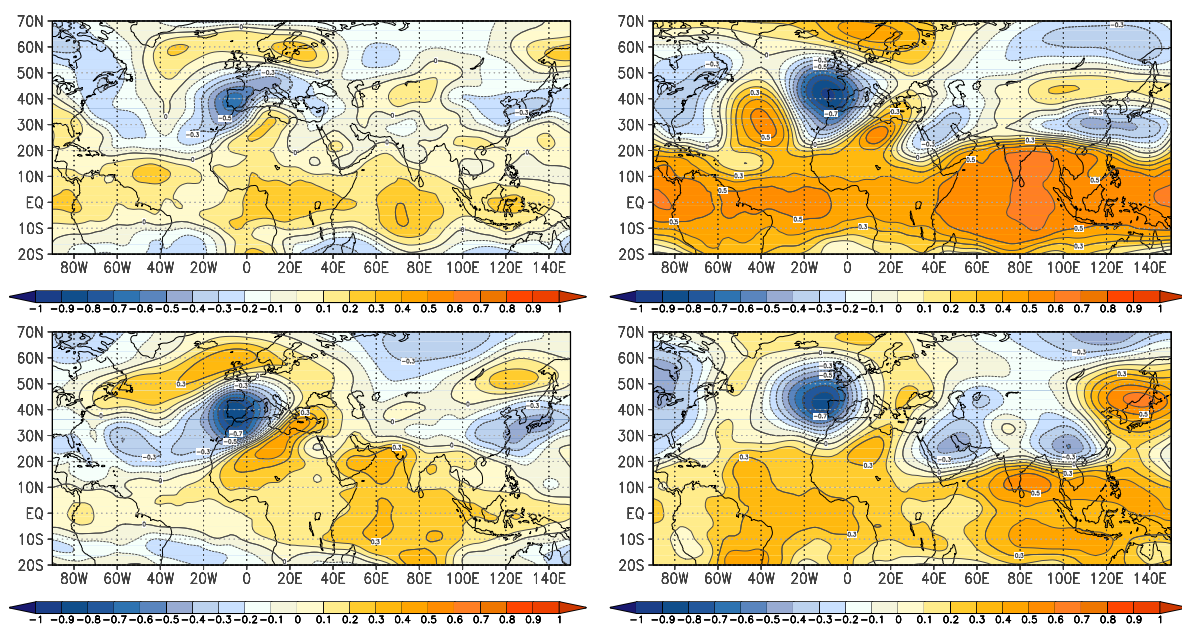


Abb. 6.3: Fortsetzung

Ähnlich verhält es sich mit dem Band positiver Koeffizienten über den Tropen. Dieses tritt mehr oder weniger stark in den Karten aller sechs Einzelmonate zwischen Juli und Dezember auf, während für die Monate Januar bzw. Februar und April bis Juni dort entweder keine oder schwach negative Koeffizienten sichtbar werden (vgl. Abb. 6.3). Einzig in der Märzkarte sind über dem tropischen Afrika und dem indischen Ozean schwach negative Korrelationen verzeichnet. Die großräumige positive tropische Troposphärenkopplung zwischen Juli und Dezember paust sich in allen längergemittelten Korrelationskarten des Iberienniederschlags durch, wie Abbildung 6.1 zeigt.

Schlussfolgernd lässt sich festhalten, dass in den Fernkopplungsmustern ab etwa einer Saisonabschnittslänge von sieben Monaten einerseits die zeitlich dominierenden Eigenschaften der einzelmonatlichen Karten verstärkt hervortreten, und resultierend daraus, zweitens, dass sich die Korrelationskarten der sieben- bis zwölf-Monatsmittel durch eine große Ähnlichkeit auszeichnen. Als positive Konsequenz daraus ergibt sich, dass die führenden PCs der Telekonnektionsmuster-PCA gut die Kopplungseigenschaften des Niederschlags im Luftdruckfeld herauspräparieren, die gleichsam das zeitliche Geschehen im Jahresverlauf beherrschen. Die Integration der langen Saisonabschnittsmittel führt also zur Verstärkung der zeitlich wichtigen Zentrenkonfiguration.

Mit Hilfe zweier abweichender TP-PCA-Varianten wurde überprüft, ob diese Verstärkung zu einer Überbetonung dieser Muster führt. In Abbildung 6.4 sind die *Score*-Muster aus den ins-

gesamt drei TP-PCA-Varianten gegenübergestellt. In der linken Spalte befinden sich die 500 hPa-Scores der bislang diskutierten TP-PCA-Variante mit 144 Saisonabschnitten je Niederschlagsregion (Referenz-Analyse im Folgenden), die mittlere Spalte zeigt die Scores der zehn extrahierten TP-PCs aus einer Analysekonfiguration, in die jeweils nur die ein- bis sechsmonatigen Saisonabschnitte jeder Niederschlagsregion eingeflossen sind. Die rechte Spalte bildet die Scores der zehn extrahierten TP-PCs aus einer TP-PCA-Variante ab, die ohne eine Überlappung der Saisonabschnitte gerechnet wurde. In letztgenannte Variante wurden neben allen einzelmonatlichen Korrelationskarten demnach sechs 2-monatige (Februar-März, April-Mai, ..., Dezember-Januar), vier 3-monatige (März-Mai, Juni-August, ..., Dezember-Februar), drei 4-monatige (April-Juli, August-November, Dezember-März), je zwei 5-monatige (Mai-September, Oktober-Februar) und 6-monatige (Juni-November, Dezember-Mai) und je ein 7- bis 12-monatiger Saisonabschnitt (Juli-Januar, August-März, September-Mai, Oktober-Juli, November-September, Dezember-November) hinein genommen. Diese Selektion tritt der Integration vieler ähnlicher Korrelationskarten entgegen und entspricht auf methodisch anderem Weg demselben Ziel wie die vorher genannte Exklusion der Saisonabschnittslängen von über sechs Monaten.

In den beiden alternativen Varianten wird die gleiche Konfiguration an Kopplungszentren als *leading mode* ausgewählt, wie sie auch die Score-Karte von TP-PC 1 aus der Referenzanalyse abbildet (linke Spalte, Abb. 6.4). Die in rot eingezeichneten Ziffern sind die Korrelationskoeffizienten zwischen den Scores der Referenz-TP-PCs und denen der beiden Alternativ-Varianten. Für die jeweils führenden TP-Hauptkomponenten wird eine gemeinsame erklärte Varianz (Musterähnlichkeit) mit den Scores der Referenz-TP-PC 1 von ca. 80% erreicht. Die Muster aller drei führenden TP-Hauptkomponenten sind sich also sehr ähnlich. Nicht dargestellt sind die jeweiligen Varianzerklärungsanteile der *leading modes*: TP-PC 1 aus der Referenz-Analyse erklärt ca. 16% an der Gesamtvarianz des Eingangsdatenfelds, TP-PC 1 aus der Variante mit 72 Saisonabschnitten erklärt in etwa 17% und die führende TP-PC aus der Variante der nicht-überlappenden Saisonabschnitte vereinigt ca. 12% der Gesamtvarianz auf sich. Der Gesamtvarianzerklärungsanteil der ersten TP-Hauptkomponenten ist für die Analysen mit überlappenden Saisonabschnitten im Betrag vergleichbar und niedriger bei der Variante ohne überlappende Saisonabschnitte.

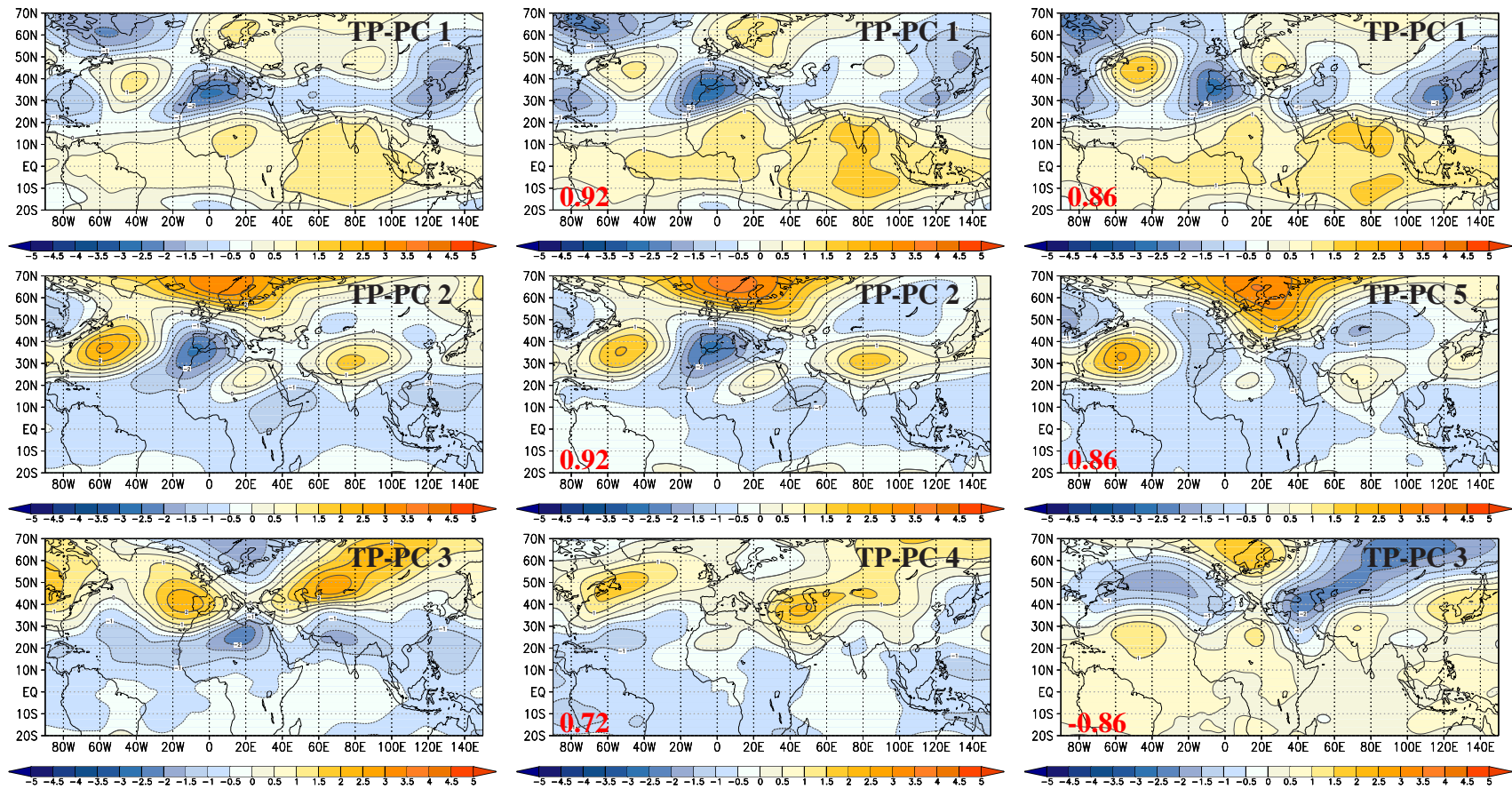


Abb. 6.4: Scores von Telekonnections-PCs aus drei unterschiedlichen Telekonnectionsmuster-Hauptkomponentenanalysevarianten: mit den Korrelationskarten aller 144 Saisonabschnitte der 15 Niederschlagsregionen (linke Spalte), mit den Korrelationskarten der ein- bis sechsmonatigen Saisonabschnitte der 15 Niederschlagsregionen (mitte) und einer Variante, in der gleichlange Saisonabschnitte nicht überlappen (rechte Spalte); die Isolinien markieren gleiche Werte von standardisierten Korrelationskoeffizienten; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen; in roten Ziffern sind die Korrelationskoeffizienten zwischen den Scores der jeweiligen TP-PCA-Variante (mittlere bzw. rechte Spalte) und denen der Referenz-PCs (linke Spalte) dargestellt.

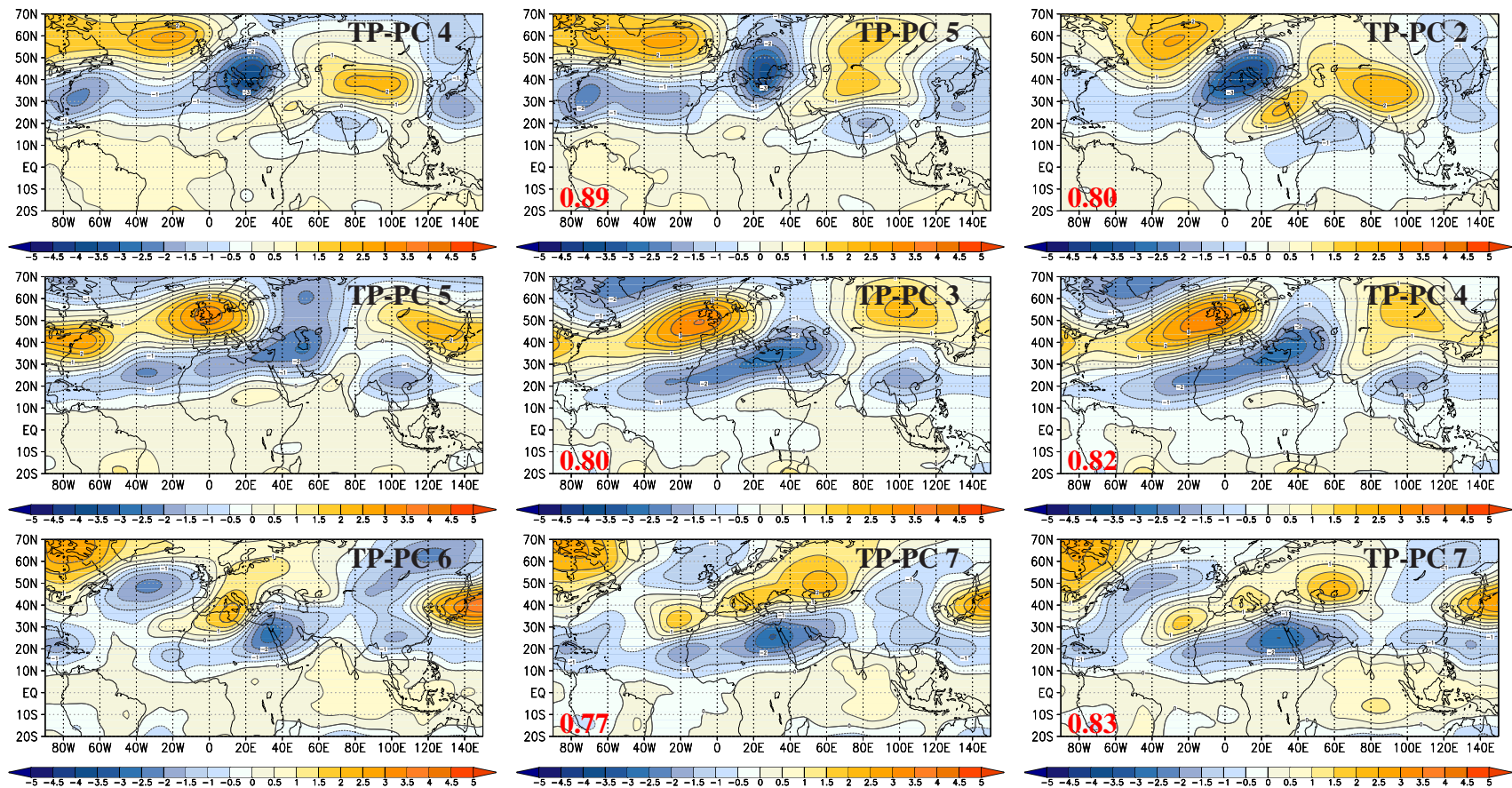


Abb. 6.4: Fortsetzung

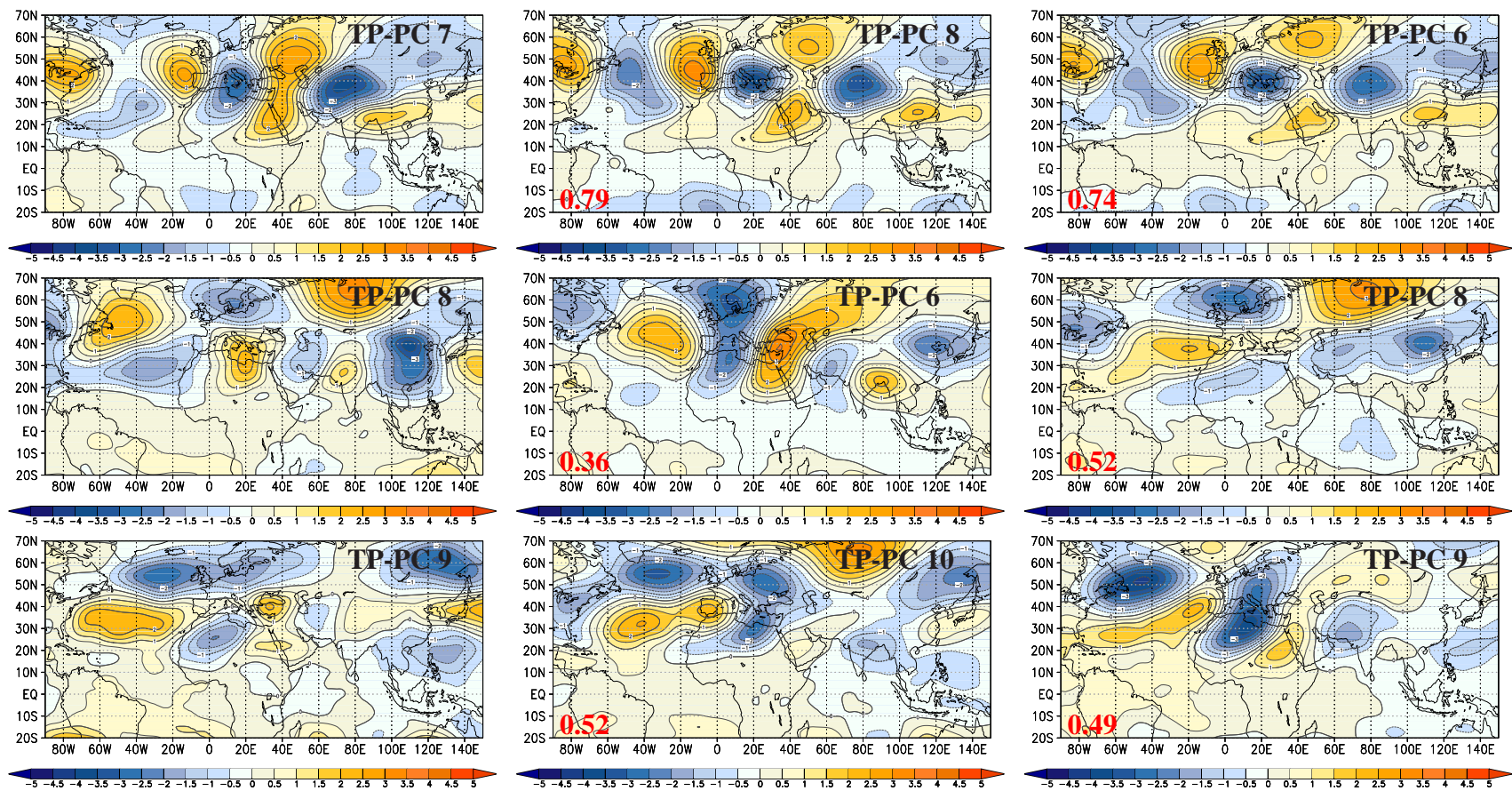


Abb. 6.4: Fortsetzung

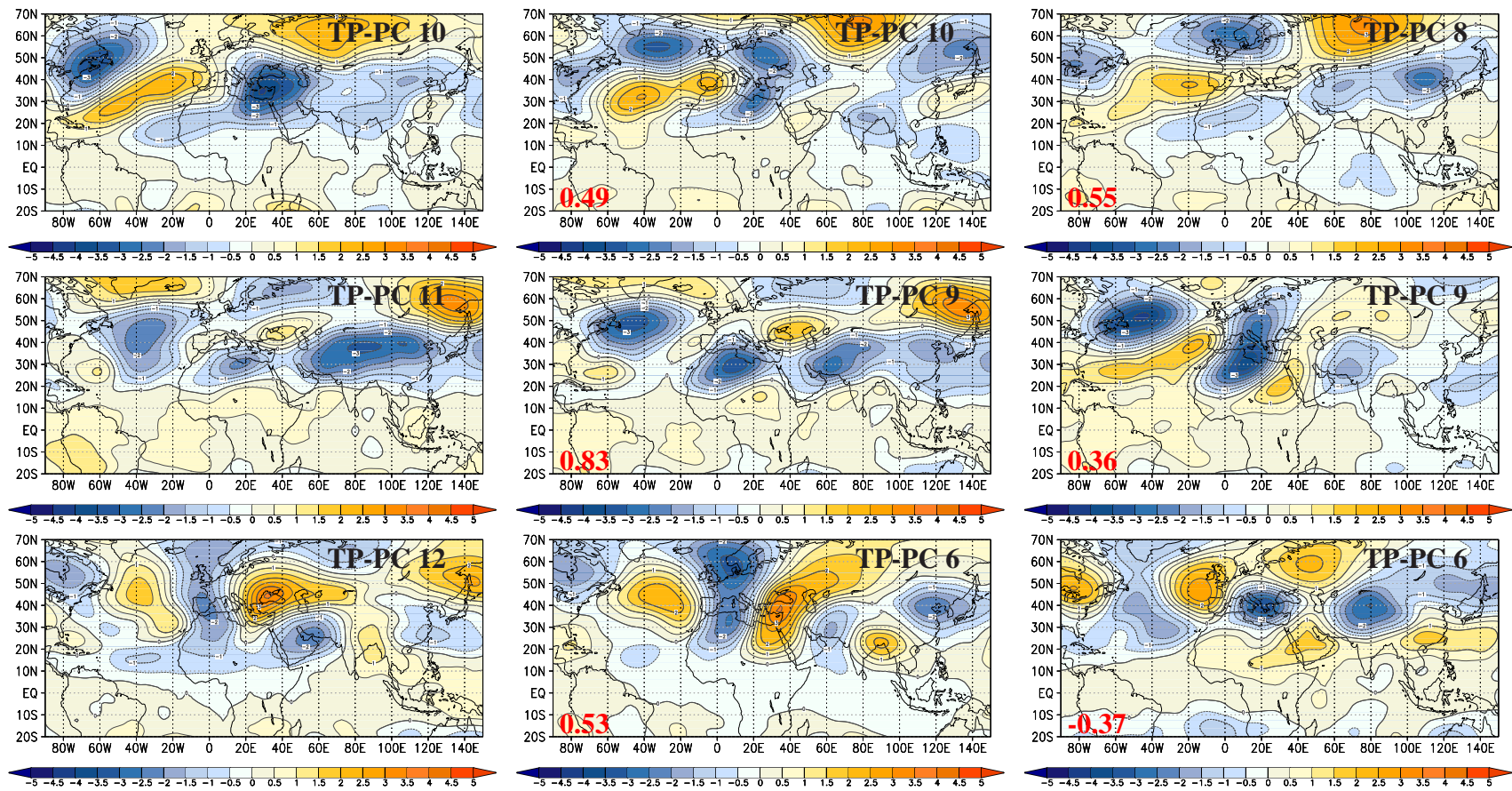


Abb. 6.4: Fortsetzung

Das ist so zu erwarten, da im letztgenannten Fall nicht nur weniger, sondern auch untereinander stärker differenzierte Korrelationskarten eingehen. Mit der höheren Varianz dieses Eingangsdatenfeldes ist verbunden, dass eine gleiche Anzahl an extrahierten Hauptkomponenten nicht in der Lage ist, denselben Varianzerklärungsanteil (in der Summe) abzudecken, wie die extrahierten PCs aus den beiden anderen Varianten mit dem insgesamt homogeneren Eingangsdatenfeld. Dieser Sachverhalt muss sich hauptsächlich in den führenden TP-Hauptkomponenten niederschlagen, da diese eben genau nicht die oben diskutierte Verstärkung durch die ausgeschlossenen langen Saisonabschnittsmittel erfahren.

Abgesehen davon legen alle Analysevarianten denselben führenden Variabilitätsmodus fest. Nimmt man die restlichen Hauptkomponenten ins Visier, dann wird beinahe jede der zwölf Referenz-TP-PCs (Abb. 6.4, linke Spalte) in beinahe jeder der anderen Varianten ebenfalls abgebildet. Die Rangfolge der Varianzerklärungsanteile weicht zum Teil leicht von der Referenzanalyse ab. Dennoch besetzen die ersten fünf TP-Hauptkomponenten der Referenzanalyse hinsichtlich ihrer Varianzerklärungsanteile in den anderen beiden Varianten ebenfalls die Ränge 1 bis 5, wenn auch in teilweise veränderter Reihenfolge. Aus diesen Betrachtungen wird geschlossen, dass vor allem die fünf Telekonnektions-PCs mit den höchsten Varianzerklärungsanteilen als sehr robust gelten können, da sie auch in den beiden alternativen Analysevarianten als die jeweils führenden TP-PCs auftreten. Weiterhin wurde gezeigt, dass zwar leichte Abweichungen in den Varianzerklärungsanteilen zwischen den Analysevarianten auftreten, aber dass die Analysekonfiguration mit 144 Saisonabschnitten nicht zu unrealistischen Verzerrungen in den erklärten Varianzen der einzelnen Hauptkomponenten führt. Denn die extrahierten Fernkopplungsmuster treten auch in veränderten Analysevarianten als die Hauptkomponenten mit den höchsten Varianzerklärungsanteilen auf. Weil die TP-PCA mit den 144 Saisonabschnittsvarianten den Vorteil bietet, die Gesamtheit an Fernkopplungsinformationen aller Niederschlagsregionen zu verarbeiten, wird an dieser Variante festgehalten.

6.1.3 Erweiterung der Telekonnektions-PCA mit tropischen Zirkulationsindizes

Da das Ziel der vorliegenden Arbeit ist, die tropischen Zusammenhänge mit der mediterranen Niederschlagsvariabilität herauszustellen, müssen nun aus dem Pool der zwölf zentralen Niederschlagsfernkopplungsmuster diejenigen selektiert werden, die mit der tropischen Zirkulationsdynamik zusammenhängen. Auf zwei Wegen kann eine Selektion erfolgen: zum einen kann eine manuelle Auswahl getroffen werden, basierend auf der Sichtung der repräsentativen Karten nach Fernkopplungszentren im Einflussbereich der *El Niño-Southern Oscillation*, des Indi-

schen Sommermonsuns (ISM) und des Westafrikanischen Sommermonsuns (WaSM). Zum anderen kann die Auswahl mittels der Telekonnektionsmuster-Hauptkomponentenanalyse dahingehend automatisiert werden, dass nur die mediterranen Niederschlags-Fernkopplungsmuster, die gleichzeitig auch Fernkopplungsmuster entweder der ENSO und/oder des Indienniederschlags und/oder des Westafrika-Niederschlags repräsentieren, herausgegriffen werden. Zu diesem Zweck wurde eine weitere TP-PCA berechnet (im Folgenden als cTP-PCA bezeichnet²), in der die oben erläuterte Konfiguration der Eingangsdatenmatrix um die je 144 heterogenen Korrelationskarten zwischen dem Luftdruckfeld (in den o.g. zwölf Druckniveaus) und der ENSO, dem *All-India-Rainfall-Index* und den eigenständig konstruierten Westafrikamonsunindizes WAGI und WASI erweitert wurde. Diese Eingangsdatenmatrix hat demnach insgesamt 2736 Eingangsvariablen, 576 mehr als die der Analyse zuvor. Die Anzahl von 43068 Einzelfällen entspricht derjenigen aus der vorigen Analyse. Die Fernkopplungsmuster eines einzelnen tropischen Telekonnektions-Index gehen nun mit gleichem Gewicht wie die einer mediterranen Niederschlagsregion in die Hauptkomponentenanalyse ein. Die resultierenden Telekonnektionsmuster werden also im Bezug auf die Fernkopplungseigenschaften der tropischen Einflussgrößen modifiziert. Insgesamt wurden nach dem Dominanzkriterium 17 cTP-Hauptkomponenten extrahiert, die zusammen 86% der Gesamtvarianz erklären. Die Ladungen verteilen sich nun nicht nur auf die Korrelationskarten der mediterranen Niederschlagsregionen, sondern auch auf die der vier Telekonnektions-Indizes. Dementsprechend werden diejenigen TP-PC-Muster hinsichtlich der zu Grunde liegenden Fragestellung für wichtig empfunden, die nicht nur in den Fernkopplungsmusterkarten des mediterranen Niederschlags, sondern gleichzeitig auch in denen eines oder mehrerer Telekonnektions-Indizes realisiert sind.

Im weiteren Verlauf der Arbeit sollen die Telekonnektionsmuster aus der Analysevariante, die sich ausschließlich auf die Fernkopplungsmuster des mediterranen Niederschlags beschränkt, zirkulationsdynamisch interpretiert werden. Deshalb müssen die TP-Hauptkomponenten aus der TP-PCA denen aus der cTP-PCA eindeutig zugeordnet werden. So wurden die bivariaten Korrelationskoeffizienten zwischen den *Scores* und den Ladungen aller TP-PCs der beiden Analysevarianten berechnet und die betragsmäßig höchsten Koeffizienten heraus gesucht. Tabelle 6.1 listet die maximalen Korrelationskoeffizienten zwischen den TP-PCs (Spalte 1) und den dazugehörigen cTP-PCs (Spalte 2) für die Scores (r_{sc}) und Ladungen (r_{ldg}) auf. Die betragsmäßig durchgängig hohen Koeffizienten ($\alpha = 0.0001$) zeigen eine relativ gute Übereinstimmung sowohl zwischen den Fernkopplungs-Mustern als auch dem Verteilungsbild der Ladungen auf die Saisonabschnitte der Niederschlagsregionen³. Die cTP-PCs, die gleichzeitig für die Tele-

²coupled Teleconnection Pattern - Principal Component Analysis

³Die Reihe der Ladungen aus der cTP-PCA musste in der Länge an die Ladungsreihe der TP-PCA angepasst werden: es wurden nur die Abschnitte der cTP-PC-Ladungen korreliert, die auf die Saisonabschnitte der Nie-

Tab. 6.1: Maximale Korrelationskoeffizienten zwischen den *Scores* (dritte Spalte) und Ladungen (vierte Spalte) der TP-PCs (erste Spalte) und der cTP-PCs aus der cTP-PCA (zweite Spalte).

TP-PCs	cTP-PCs	r_{sco}	r_{ldg}
1	1	0.98	0.81
2	2	0.96	0.78
3	3	0.97	0.87
4	4	0.95	0.91
5	5	0.98	0.94
6	6	0.95	0.87
7	12	0.56	0.65
8	11	0.87	0.85
9	7	0.85	0.78
10	10	-0.76	-0.68
11	8	0.87	0.79
12	9	0.7	0.64

konnektionskarten möglichst vieler der tropischen Telekonnektions-Indizes repräsentativ sind, werden zuerst betrachtet. In Abbildung 6.5 sind exemplarisch die Saisonabschnittsdiagramme der vier tropischen Telekonnektions-Indizes mit den signifikanten cTP-PC 1-Ladungen dargestellt, wie sie unter inhaltlichen Gesichtspunkten ausführlich in Kapitel 6.2.4 erläutert werden. Hier soll nur gezeigt werden, dass die führende cTP-PC großflächig vor allem in den Saisonabschnittsdiagrammen des ENSO- und des AIR-Index vertreten ist. Diese Hauptkomponente repräsentiert demzufolge auch Fernkopplungseigenschaften der *El Niño-Southern Oscillation* und des Indienniederschlags. Da sie gleichzeitig, wie in Tabelle 6.1 festgehalten, der führenden Telekonnektions-PC aus der Hauptkomponentenanalyse zugeschrieben werden kann, die ausschließlich die Fernkopplungseigenschaften des mediterranen Niederschlags analysiert, wird eine Überschneidung zwischen den Fernkopplungsmustern der tropischen Telekonnektions-Indizes und des Mittelmeerniederschlags angezeigt.

derschlagsregionen entfallen.

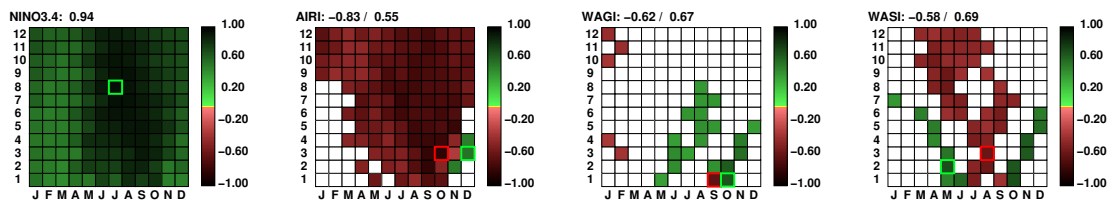


Abb. 6.5: Ladungsmuster von cTP-PC 1 in den Saisonabschnittsdiagrammen des NINO3.4- (a), des AIRI- (b), des WAGI- (c) und des WASI- (d) Index. Auf der y-Achse der Abschnittsdiagramme ist die Länge der Saisonabschnitte aufgetragen, die sich zwischen einem und zwölf Monaten bewegt. Auf der x-Achse befinden sich die Zentralmonate der insgesamt 144 Saisonabschnitte. Nur statistisch signifikante Ladungen ($\alpha = 0.001$) sind dargestellt. Die signifikanten Ladungen mehrmonatiger Saisonabschnitte sind zentriert eingetragen, z.B. für Februar-März auf der x-Achse an der Stelle des Februars (F) und z.B. für Februar-April auf der x-Achse an der Stelle von März (M). Die positiven Ladungen sind in Grüntönen, die negativen in Rottönen markiert. Die maximal positive Ladung ist durch ein grünes Quadrat, die maximal negative Ladung durch ein rotes Quadrat hervorgehoben. Gleichzeitig erscheinen die Zahlenwerte dieser beiden Ladungen in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme.

Abbildung 6.6 verdeutlicht das an Hand der 1000 hPa-Scores aus den beiden TP-PCA Varianten und je einer Korrelationskarte des NINO3.4-Index und des mediterranen Niederschlags. Außer in geringfügigen Abweichungen zwischen den Gebieten maximaler Ladungsbeträge im tropischen Indik und tropischen Westatlantik sind die beiden Score-Karten im oberen Teil der Abbildung annähernd deckungsgleich. Im unteren Abbildungsteil sind die Korrelationskarten des NINO3.4-Index und der Niederschlagsregion Algeriens dargestellt. Diese NINO3.4-Karte verzeichnet mit cTP-PC 1 die maximale Ladung unter den Telekonnections-Indizes ($r = 0.94$). Auf die Algerienkarte entfallen die maximalen Ladungen sowohl von cTP-PC 1 als von TP-PC 1, die sich unter allen mediterranen Niederschlagsregionen einstellen (beide mit $r = 0.96$). Nicht nur die NINO3.4- und die Algerien-Korrelationskarte zeigen deutliche Übereinstimmungen in der Lage sämtlicher Fernkopplungszentren, beide Karten sind darüber hinaus sehr gut von den Scores aus beiden Telekonnectionsmuster-Hauptkomponentenanalyse-Varianten repräsentiert. Demnach können die beiden Analysevarianten dazu herangezogen werden, um Ähnlichkeiten zwischen den Fernkopplungsmustern des mediterranen Niederschlags und der tropischen Telekonnections-Indizes herauszustellen und liefern damit wichtige Anhaltspunkte auf der Suche nach tropischen Einflussfaktoren auf die mediterrane Niederschlagsvariabilität.

Nach dieser Zusammenschau von methodischen Aspekten, welche die Telekonnections-PCA und die angewandten Analysekonfigurationen als angemessenes Werkzeug zur Bearbeitung der Fragestellung dieser Arbeit erscheinen lassen, folgt nun die inhaltliche Betrachtung primär der mediterranen Niederschlags-Telekonnectionsmuster, für die ein Zusammenhang mit der tropischen Zirkulationsvariabilität hergestellt werden kann.

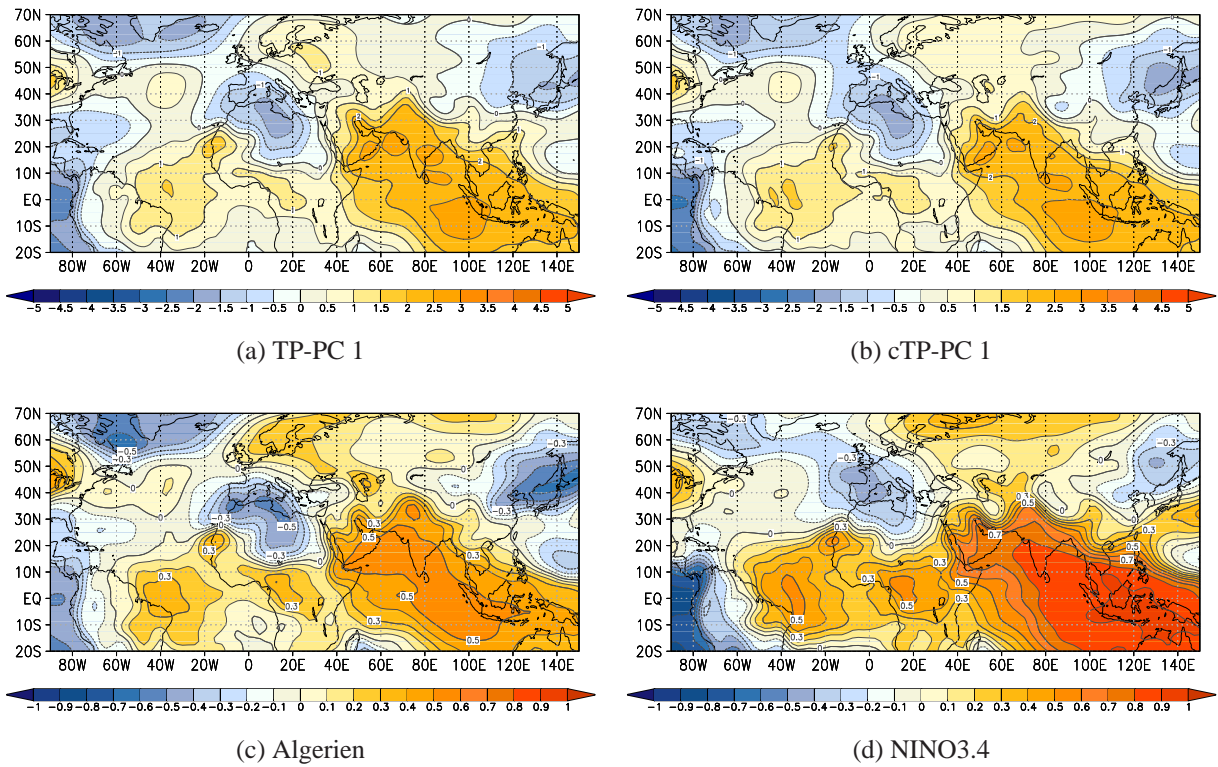


Abb. 6.6: 1000 hPa-Scores von TP-PC 1 (a) und cTP-PC 1 (b), sowie die 1000 hPa-Korrelationskarte Algeriens für den Mai-Oktober-Saisonabschnitt (c) und des NINO3.4-Index für das April-Novembermittel (d). Der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen.

6.2 TP-PC 1: ENSO/ISM-Modus

6.2.1 Das Fernkopplungsmuster

Der Niederschlags-Telekonnektionsmodus mit dem höchsten Varianzerklärungsanteil, der sogenannte *leading mode*, erklärt 15.8% der Gesamtvarianz. Das repräsentierte Fernkopplungsmuster wird gleichzeitig in hohem Maße mit den Fernkopplungseigenschaften sowohl der *El Niño-Southern Oscillation* wie auch des indischen Sommermonsuns in Verbindung gebracht.

Die im vorangegangenen Kapitel erläuterten Selektionskriterien führen zur Auswahl der für TP-PC 1 repräsentativen Korrelationskarte des Iberienniederschlags im 4-monatigen Saisonabschnitt Juli-Oktober (Abb. 6.7). Die Korrelationskarte des 500 hPa-Niveaus präsentiert ein starkes negatives Primärkopplungszentrum mit Kernregion ($r \leq -0.90$) über der Straße von Gibraltar. Stromabwärts schließt die nordostwärtige Auswölbung eines großräumigen positiven Korrelationsgebietes an, das sich annähernd über die gesamte tropische Troposphäre erstreckt. Maximale Koeffizientenbeträge von $r \geq 0.70$ ergeben sich kleinräumig über dem Arabischen Meer und dem zentralen tropischen Indik. Das sind gleichzeitig Regionen, die im unmittelbaren Wirkungsbereich der *El Niño-Southern-Oscillation* und des indischen Sommermonsunsystems liegen.

In den Außertropen ist ein weiteres positives Fernkopplungszentrum über dem nördlichen Skandinavien zu erkennen sowie zwei schwächere mit negativem Vorzeichen über Labrador und der Südküste der USA. Darüber hinaus liegt der ostasiatische Kontinentrand unter einer diffus eingegrenzten Region negativer Korrelationen mit Minimalbeträgen von $r \leq -0.50$. Nicht ersichtlich wird aus der Darstellung dieser Luftdruckniveaus, dass sich über dem südöstlichen Mittelmeerraum zwischen 400 hPa und 100 hPa ein deutlich ausgeprägtes negatives Korrelationszentrum bei etwa 30° nördlicher Breite über dem nördlichen Roten Meer und dem südöstlichen Mittelmeer erstreckt. Im hier dargestellten 500 hPa-Niveau ist diese Region von der 0-Isokorrelate eingegrenzt.

Weshalb, darüber gibt die Korrelationskarte des 1000 hPa-Niveaus Aufschluss: hier liegt der südöstliche Mittelmeerraum im Einzugsgebiet eines positiven Kopplungszentrums, integriert in eine übergreifende Region positiver Korrelationskoeffizienten, die nahezu die gesamte tropische Niedertroposphäre über dem Indik und dem Westpazifik einnimmt - relevante Kopplungsregionen für die ENSO und den Indienmonsun. Daraus folgt, dass die korrelierten Bereiche der Ostmediterraneanregion zwischen höheren und niedrigen Troposphärenschichten einem Vorzeichenwechsel unterworfen sind, der sich im 500 hPa-Niveau manifestiert. Die Kernregion maximaler Kopplungsstärke des genannten positiv korrelierten Gebietes ($r \geq 0.70$) ist über dem

Norden des indischen Subkontinents vorzufinden.

Dipolartig dazu verhält sich das westmediterrane Primärkopplungszentrum, das wie im 500

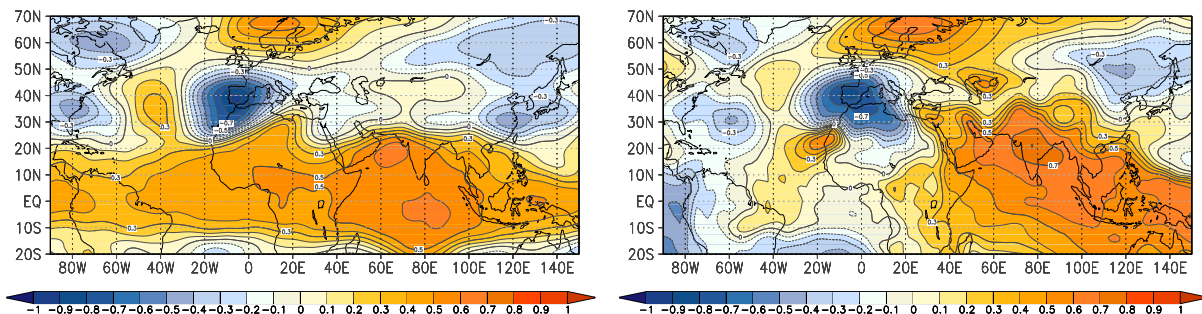


Abb. 6.7: Repräsentative heterogene TP-PC 1 Korrelationskarte der Niederschlagsregion Iberien im Juli-Oktobermittel im 500 hPa-Niveau (li.) und 1000 hPa-Niveau (re). Der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen.

hPa-Niveau mit einem negativen Vorzeichen versehen ist. Die im Vergleich zum 500 hPa-Niveau weitläufigere ostwärtige Ausdehnung bewirkt, dass das genannte positive Kopplungszentrum der Hochtroposphäre über dem zentralen Mittelmeerraum in der unteren Troposphäre von negativen Korrelationen unterlagert wird. Die weiteren genannten Telekonnektionszentren des 500 hPa-Niveaus sind in ihrer Gesamtheit auch im 1000 hPa-Niveau ausgebildet - die beiden Negativzentren über der US-Ostküste mit etwas niedrigeren, das skandinavische Positivzentrum mit etwas höheren Koeffizientenbeträgen. Am linken unteren Kartenrand ist außerdem ein Telekonnektionszentrum mit negativem Vorzeichen sichtbar, dessen Minimalbeträge vor der Westküste Südamerikas liegen. In seiner unmittelbarer Nachbarschaft wird der Nordrand eines weiteren Negativzentrums im Einzugsbereich der südatlantischen Antizyklone sichtbar.

6.2.2 Die raumzeitliche Variabilität

Statistisch signifikante Ladungen der führenden Telekonnektionsmuster-Hauptkomponente sind für jede der 15 Niederschlagsregionen auszumachen. Abbildung 6.8 gibt einen Überblick über die räumlichen und zeitlichen Auftrittsschwerpunkte der ersten TP-PC in Form je eines Saisonabschnittsdiagramms für jede Niederschlagsregion.

Das führende Telekonnektions-Muster tritt vor allem über die Sommermonate hinweg bis in den Herbst hinein auf. Das ist einerseits an der maximal positiven Ladung von $r = 0.95$ auf den Saisonabschnitt Mai-Oktober Algeriens abzulesen. Andererseits wird das auch aus der Lage der hellgrünen Quadrate ersichtlich, die den maximalen Ladungsbetrag für jede Region anzeigen.

Sie sind in den meisten Saisonabschnittsdiagrammen auf der Zeitachse (x-Achse) zentriert. Die dunkelsten Grünschattierungen zeigen die stärksten Ladungen an. Sie entfallen im westlichen Mittelmeerraum (Iberien, Nordmauretanien, Algerien und Libyen) auf die Abschnittsmittel mit den Zentralmonaten Juli bis Oktober. Die Ladungsbeträge in den Saisonabschnittsdiagrammen des Zentral-MEDs, der Balkanregion und der Türkei ($r = 0.95$, April-Oktober) fallen niedriger aus als im Westmittelmeerraum. Außerdem sind weitaus weniger Saisonabschnitte mit statistisch signifikanten Ladungen versehen - vornehmlich diejenigen mit den sommerlichen Zentralmonaten. Die Saisonabschnittsdiagramme Israels ($r = 0.90$, April-November), Ägyptens und Saudi-Arabiens, des südöstlichen regionalen Auftrittsschwerpunkts, zeichnen stärker die Ladungsmuster des westlichen Mittelmeerraums nach. Allerdings fehlen hier signifikante Ladungen auf die kürzeren Sommersaisonabschnitte. Im Hinblick auf den Südsaum des Untersuchungsgebiets unterscheiden sich die westlich gelegenen Regionen, Zentralmauretanien und Nordmali ($r = 0.90$, August-Oktober), durch ein ebenfalls eher dem Westmittelmeerraum ähnliches Ladungsmuster von den Regionen im Südosten, Nord-Tschad und Nordsudan. Letztgenannte fallen vor allem dadurch auf, dass die Ladungen auf die längergemittelten Saisonabschnitte des Sommers ein negatives Vorzeichen besitzen. Positive Ladungen sind in diffuser Verbreitung im Spätfrühjahr und Herbst auszumachen. Ähnlich diffus in Verteilung und Vorzeichen sind die vereinzelten Ladungen auf Saisonabschnitte des Nordnigers.

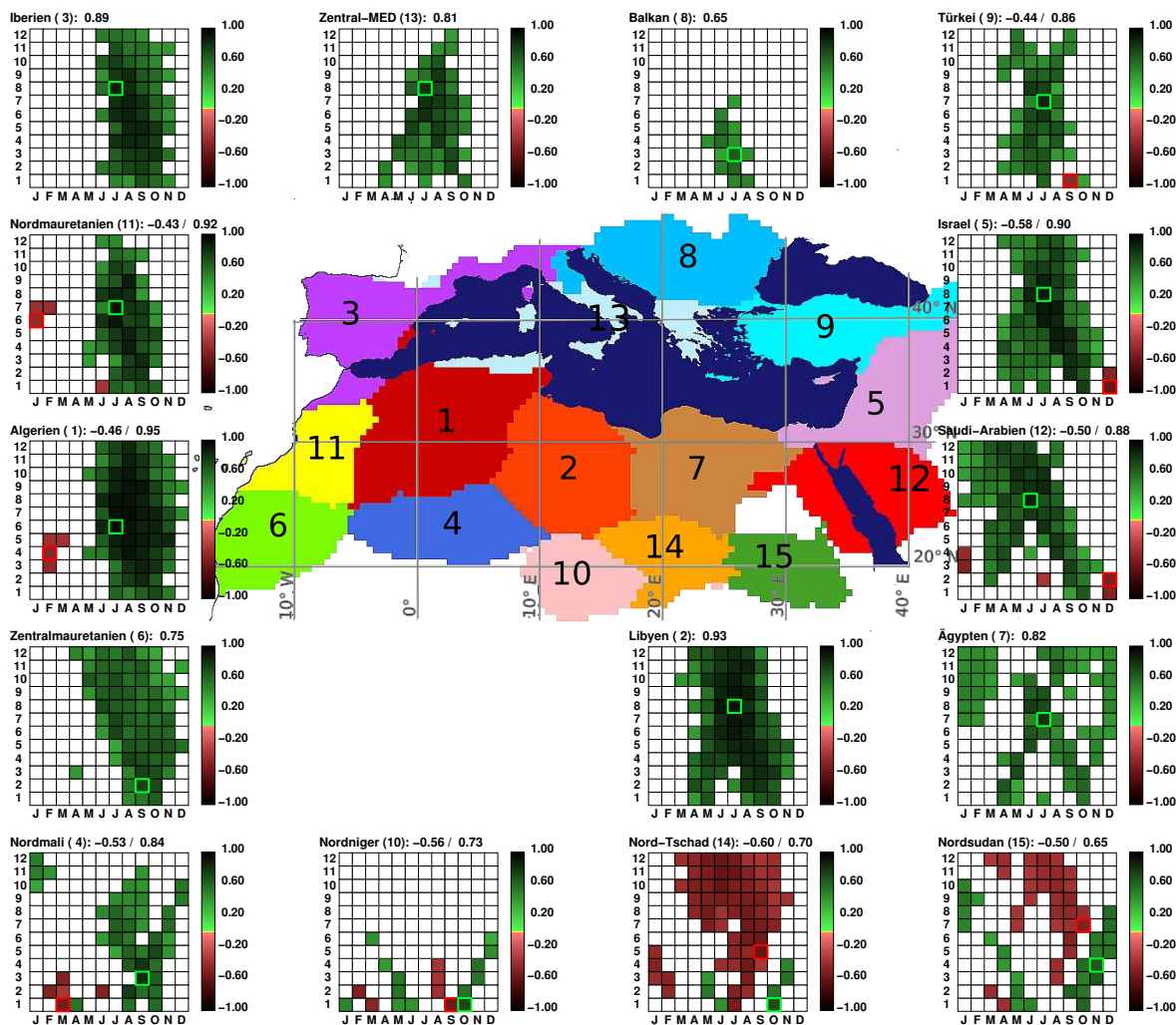


Abb. 6.8: Ladungen der führenden Telekonnektionsmuster-Hauptkomponente auf die Saisonabschnitte der 15 mediterranen Niederschlagsregionen, dargestellt durch ein Saisonabschnittsdiagramm je Niederschlagsregion. Auf der y-Achse der Abschnittsdiagramme ist die Länge der Saisonabschnitte aufgetragen, die sich zwischen einem und zwölf Monaten bewegt. Auf der x-Achse befinden sich die Zentralmonate der insgesamt 144 Saisonabschnitte. Nur statistisch signifikante Ladungen ($\alpha = 0.001$) sind dargestellt. Die signifikanten Ladungen mehrmonatiger Saisonabschnitte sind zentriert eingetragen, z.B. für Februar-März auf der x-Achse an der Stelle des Februars (F) und z.B. für Februar-April auf der x-Achse an der Stelle von März (M). Die positiven Ladungen sind in Grüntönen, die negativen in Rottönen markiert. Die maximal positive Ladung ist durch ein grünes Quadrat, die maximal negative Ladung durch ein rotes Quadrat hervorgehoben. Gleichzeitig erscheinen die Zahlenwerte dieser beiden Ladungen in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme.

6.2.3 Die Zirkulationsdynamik und das regional differenzierte Niederschlagsverteilungsbild

Die Abbildungen 6.9a, 6.9b und 6.9c geben Aufschluss über die Ausprägung der Zirkulationsdynamik in den Jahren, in denen der führende Telekonnektionsmodus mit Positiv- bzw. Negativanomalien im Niederschlagsindex der repräsentativen Region, hier Iberien, einhergeht. Im 250 hPa-Niveau lässt sich Folgendes erkennen (s. Abb. 6.9a): in positiven Anomaliejahren sind über den Tropen Hochdruckanomalien ausgebildet. Da die gesamte Troposphäre zwischen 20° N und 20° S davon betroffen ist, muss von einer gesamt tropischen Erwärmungstendenz ausgegangen werden. Die negativen Anomaliejahre hingegen zeigen die tropische Troposphäre über dem Ostpazifik, Atlantik und West-/Zentralindien kühler als im Mittel an. Im Norden schließt ein Band negativer bzw. positiver Anomaliezentren über den nordhemisphärischen kontinentalen Subtropen an: das östliche Azorenhoch, das Arabienhoch, die Tibethöhenantizyklone und die Hochdruckzelle über Ostasien sind in positiv anomalen Jahren schwächer, in negativ anomalen Jahren stärker ausgeprägt. Folgt man der Theorie von Rodwell & Hoskins (1996, 2001), dann könnten die positiven Kopplungszentren über dem Ostatlantik und dem östlichen Mittelmeerraum im negativen Komposit als Resultat der anomal starken Tibethöhenantizyklone betrachtet werden. Die anomale Tibethöhenantizyklone wiederum würde mit einem starken Indienmonsun zusammenhängen.

Auch die absolute Topographie des 500 hPa- und 1000 hPa-Niveaus spricht für eine intensivierte Indienmonsunzirkulation in negativen Anomaliejahren. Die 500 hPa-Fläche befindet sich in negativen Anomaliejahren nicht nur über der indischen Monsunregion, sondern auch über dem Nord- und Zentralindien 5820 m hoch und zeigt durch diese relativ geringe Höhe regionale Tiefdruckanomalien an (s. Abb. 6.9b, c). In den positiven Anomaliejahren hingegen liegt sie ausschließlich über Nordindien und dem nordwestlichen Bengalengolf so niedrig, über dem Arabischen Meer und dem tropischen Indien herrscht höherer Luftdruck als im Mittel vor. Im 1000 hPa-Niveau ist über Pakistan und Nordindien, im Zentrum des Indienmonsuntrogs, der Luftdruck in anomal negativen Jahren tiefer als in anomal positiven Jahren (s. Abb. 6.9c). Gleichzeitig ist der Bereich der minimalen Luftdruckwerte im Monsuntrog weitläufiger ausgedehnt und erstreckt sich von der Arabischen Halbinsel über das Arabische Meer auf den eurasischen Kontinent. Die Zirkulationsdynamik der gesamten Troposphäre lässt demnach positive Niederschlagsanomalien in der indischen Monsunregion in Jahren erwarten, in denen der Niederschlag auf der iberischen Halbinsel durch Negativanomalien gekennzeichnet ist.

Wie aus den 500 hPa-Kompositen weiterhin hervorgeht, ist in anomal positiven Jahren

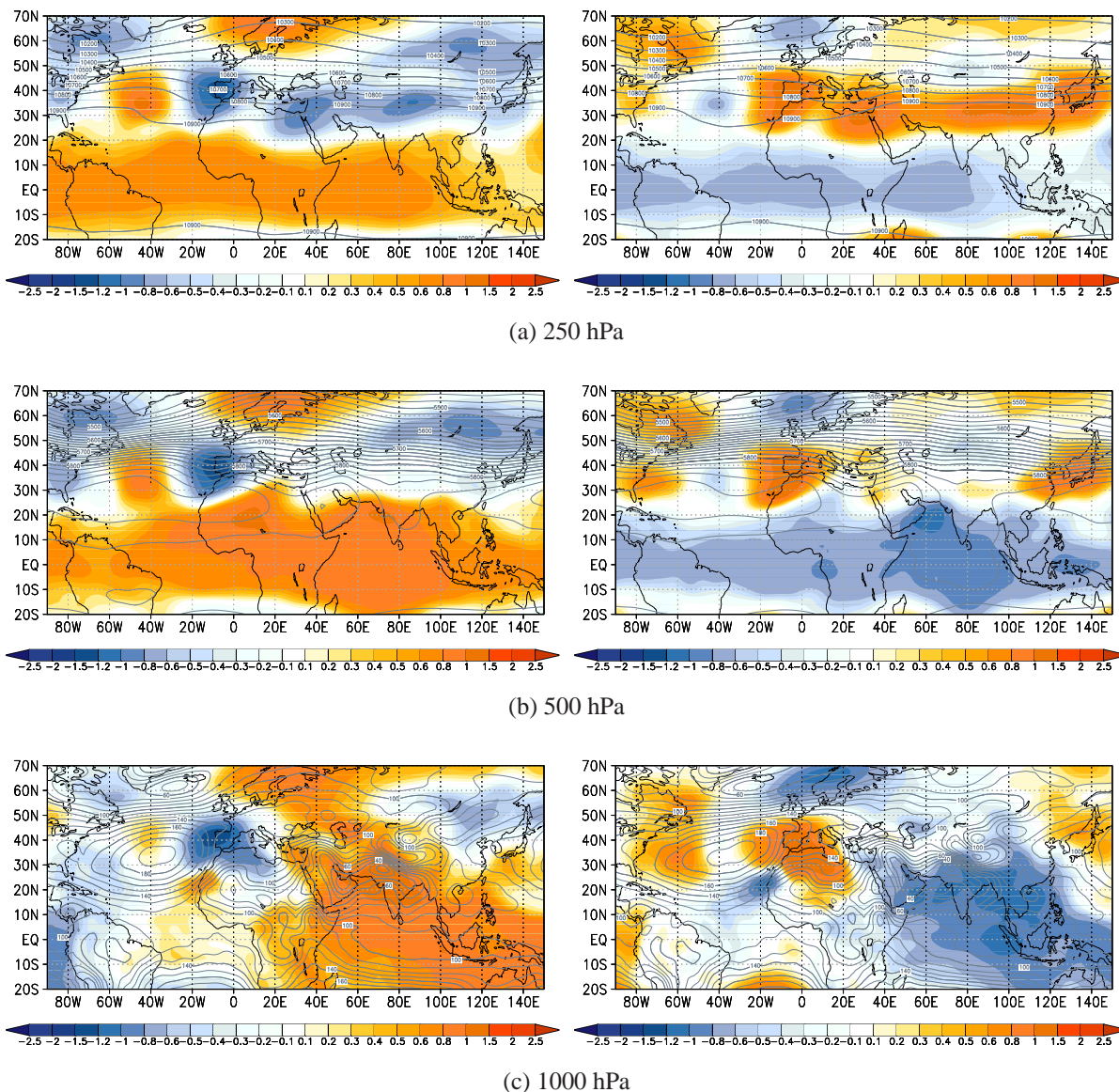


Abb. 6.9: Absolute Topographie (Linien) und zeitliche Anomalien (Farbe) der geopotentiellen Höhen des 250 hPa- (a), 500 hPa- (b) und des 1000 hPa- (c) Niveaus in positiven (links) und negativen (rechts) Anomaliejahren der Niederschlagsregion Iberien (Juli-Oktober).

das Azorenhoch über dem zentralen Nordatlantik bei etwa 50° W stark nach Norden hin aufgesteilt (s. Abb. 6.9b, li.). Stromabwärts schließt eine trogförmige Ausbuchtung mit südwest-nordöstlichem Achsenverlauf an, die in etwa die Küstenlinien Iberiens und Nordwestafrikas nachzeichnet. Über Labrador und dem Südosten der USA zeigen Tiefdruckzentren möglicherweise das verstärkte Auftreten des orographisch bedingten, quasipermanenten Höhentrogs über dem Nordosten der USA an. Über Fennoskandien hingegen ist eine deutliche Hochdruckanomalie auszumachen. Im gegensätzlichen positiven Komposit sind alle genannten Zentren ausge-

prägt und zeigen entgegengesetzte Luftdruckanomalien ähnlicher Intensität an. Lediglich dem im positiven Fall deutlich verstärkten Azorenhoch über dem Atlantik steht eine sichtbar schwächere Negativanomalie im negativen Komposit gegenüber.

In den Kompositen der 1000 hPa-Fläche wird die unterschiedliche Expansion des Azorenhochs besonders deutlich. Während in den anomal negativen Jahren starke nordost- und südwestliche Ausläufer über den Westmittelmerraum nach Zentraleuropa und den Zentralmediterraneanraum hineinziehen, bleibt das Azorenhoch in anomal positiven Jahren auf den Zentralatlantik beschränkt (s. Abb. 6.9c). Der südöstliche Ast entlang der nordafrikanischen Küste ist dann nicht verstärkt. Und auch der nordöstliche Ausläufer weist zwischen den Pyrenäen und der Adria niedrigeren Luftdruck als im Mittel auf. In anomal negativen Jahren herrscht gleichzeitig im Zentrum des Sahara-Hitzetiefs zwischen ca. 3° O und 12° O geringerer Luftdruck als im Mittel vor. Das lässt aber, auf Grund der in Kapitel 3.2.2 erläuterten komplexen Zirkulationsstruktur über Westafrika noch nicht den Rückschluss zu, dass infolgedessen dort positive Niederschlagsanomalien zu erwarten sind.

Genaueren Aufschluss über die Auswirkungen der erläuterten Zirkulationsanomalien im hochaufgelösten mediterranen Niederschlagsfeld gibt die Darstellung der einhergehenden Niederschlagsanomalien in den Anomaliejahren des führenden Telekonnektionsmodus in Abbildung 6.10. In anomal positiven Jahren empfangen im Westen des Mittelmeerraums sowohl die gesamte Niederschlagsregion Iberien, die ebenfalls die französische Mittelmeerküste, Ligurien und Nordmarokko einschließt, deutliche Niederschlagszugewinne als auch die Niederschlagsregionen Nord- und Zentralmauretanien (s. Abb. 6.10, li.). Spitzenwerte von über 1.6 Standardabweichungen (SD), die für gemittelte saisonale Niederschlagsanomalien extrem hoch ausfallen, sind kleinräumig am nördlichen Zipfel Marokkos auszumachen. Positive Niederschlagsanomalien in einer Höhe von bis zu 0.8 Standardabweichungen liegen im Einzugsbereich der Niederschlagsregionen Zentral-MED, Algerien, Nordmali, Israel und Saudi-Arabien. Schwache Negativanomalien zeichnen sich am Südsaum des Untersuchungsraums, auf dem Gebiet der Niederschlagsindizes Nordniger und Nord-Tschad ab.

In anomal negativen Jahren zeigen sich negative Niederschlagsanomalien in annähernd derselben räumlichen Konfiguration, wie Abbildung 6.10 (re.) erkennen lässt. Die regionale Verteilung der maximalen Anomaliebeträge weicht etwas von derjenigen der Positivjahre ab: sie befinden sich beispielsweise eher in Zentral- als in Südwestiberien, wie das für die positiven Anomalien galt. Im östlichen Mittelmeerraum, genauer an der Ostgrenze der Niederschlagsregion Israel, werden höhere Anomaliebeträge in negativen als in positiven Anomaliejahren erzielt (≥ 1 SD). Weiterhin finden sich schwach negative Anomalien für die Türkei und Libyen-Niederschlagsregionen, die in positiv anomalen Jahren kaum betroffen sind. Schwach positive Anomalien zeigen sich am Südostrand des Untersuchungsraums.

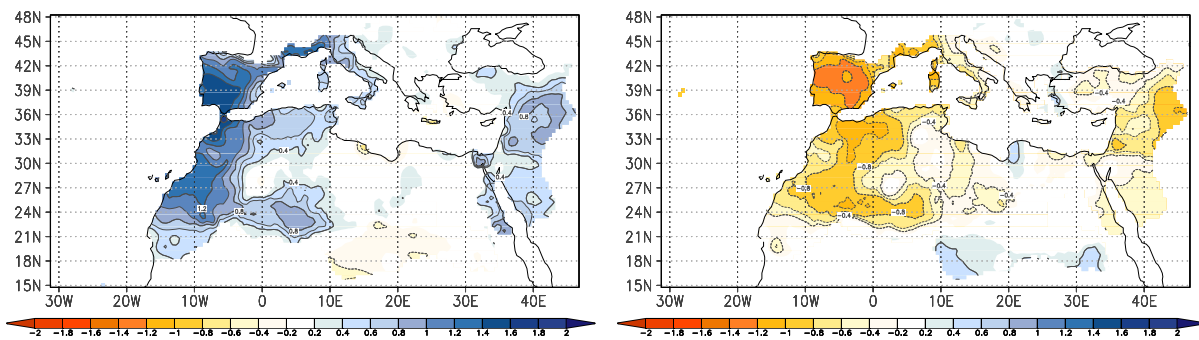


Abb. 6.10: Mittlere standardisierte Niederschlagsanomalien im Mittelmeerraum in anomal positiven (li.) und anomal negativen (re.) Jahren des iberischen Niederschlags im Juli-Oktobermittel. Blaue Farben markieren Positiv-, gelbe und rote Farben Negativanomalien.

6.2.4 Zusammenhänge mit tropischen Telekonnektionsindizes

Potentielle Zusammenhänge der Niederschlagsfernkopplungs-Hauptkomponenten mit den vier fokussierten tropischen Variabilitätsindizes werden, wie in Kapitel 6.1.3 erläutert, durch eine gemeinsame Telekonnektionsmuster-PCA des mediterranen Niederschlags und der Tropenindizes eruiert. Der *leading mode* sowie die nachfolgenden sechs TP-PCs lassen sich problemlos den entsprechenden Hauptkomponenten aus der gekoppelten cTP-PCA zuordnen. Ebenfalls die cTP-PC mit dem höchsten Varianzerklärungsanteil wird durch Korrelationsrechnungen als die zu TP-PC 1 ähnlichste ermittelt: der Korrelationskoeffizient zwischen den Telekonnektionsmustern (*Scores*) beläuft sich auf $r = 0.98$, der zwischen den Ladungen auf $r = 0.81$. Das Ladungsmuster der ersten gekoppelten Telekonnektionsmuster-Hauptkomponente auf die vier tropischen Telekonnektionsindizes ist in Abbildung 6.11 dargestellt.

Am deutlichsten ist die Übereinstimmung des cTP-Musters mit den Korrelationskarten des NINO3.4-Index. Dieser erzielt mit $r = 0.94$ die höchste Ladung unter den vier Indizes insgesamt (April-November). Generell entfallen die maximalen Ladungsbeträge auf die Saisonabschnittsmittel mit den sommerlichen und spätsommerlichen Zentralmonaten. Auch die Korrelationskarten des *All-India-Rainfall-Index* sind, zeitlich überlappend, dem Fernkopplungsmuster von cTP-PC 1 sehr ähnlich. Gleichzeitig zeigen die ausschließlich negativen Ladungen einen entgegengesetzten Zusammenhang wie den zwischen cTP-PC 1 und ENSO an. Die höchsten Ladungsbeträge entfallen auf die Saisonabschnitte mit den Zentralmonaten August und September ($r = -0.83$, September-November). Das lässt bereits den Rückschluss über den Auftrittsschwerpunkt von cTP-PC 1 im Spätsommer bzw. Frühherbst zu. Er stimmt mit demjenigen von TP-PC 1 in den Fernkopplungsmustern des mediterranen Niederschlags überein, wie das im vorangegangenen Kapitel 6.2.2 festgehalten wurde. Die signifikanten Ladungen auf die Telekonnektionsmuster der beiden westafrikanischen Niederschlagsindizes sind deutlich schwächer.

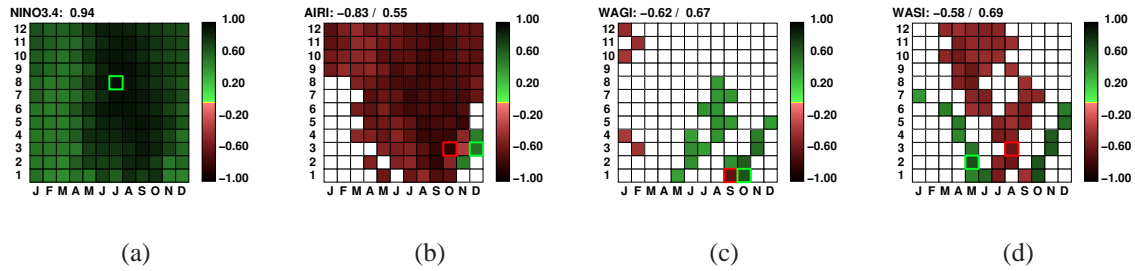


Abb. 6.11: Ladungsmuster von cTP-PC 1 in den Saisonabschnittsdiagrammen des NINO3.4- (a), des AIR- (b), des WAG- (c) und des WAS- (d) Index. Auf der y-Achse der Abschnittsdiagramme ist die Länge der Saisonabschnitte aufgetragen, die sich zwischen einem und zwölf Monaten bewegt. Auf der x-Achse befinden sich die Zentralmonate der insgesamt 144 Saisonabschnitte. Nur statistisch signifikante Ladungen ($\alpha = 0.001$) sind dargestellt. Die signifikanten Ladungen mehrmonatiger Saisonabschnitte sind zentriert eingetragen, z.B. für Februar-März auf der x-Achse an der Stelle des Februars (F) und z.B. für Februar-April auf der x-Achse an der Stelle von März (M). Die positiven Ladungen sind in Grüntönen, die negativen in Rottönen markiert. Die maximal positive Ladung ist durch ein grünes Quadrat, die maximal negative Ladung durch ein rotes Quadrat hervorgehoben. Gleichzeitig erscheinen die Zahlenwerte dieser beiden Ladungen in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme.

Das Saisonabschnittsdiagramm des Westafrika-Guinea-Index WAGI zeigt ein diffuses Bild an positiven Sommer- und Herbstladungen, mit dem Maximalbetrag von $r = 0.67$ im Oktober. Vereinzelt negative Ladungen treten ebenfalls auf, die betragsmäßig höchste stellt sich im September ein ($r = -0.62$). Im Saisonabschnittsdiagramm des WAS-Index fällt primär der Vorzeichenwechsel zwischen Frühjahr/Sommer und Sommer/Herbst auf. Daneben sind die negativen Ladungen auf die Sommersaisonabschnittskarten erwähnenswert ($r = -0.58$, Juni-September). Da die Fernkopplungseigenschaften der ENSO und des Indienniederschlags sehr deutlich und mit größerer Übereinstimmung als die der westafrikanischen Niederschlagsindizes mit der führenden cTP-PC und damit auch mit TP-PC 1 aus der singulären Analyse in Verbindung stehen, wird das Augenmerk im Folgenden auf diese Kopplung gelenkt.

Da sich unterschiedliche Vorzeichen im Ladungsmuster der Saisonabschnittsdiagramme des NINO3.4- und AIR- Index manifestieren, müssen die Zeitreihen beider Indizes - unter der Bedingung, dass die führende TP-PC gleichermaßen die Variabilität beider Indizes beschreibt - negativ korreliert sein. Tabelle 6.2 gibt Aufschluss über die Höhe der negativen Kopplung am Beispiel ausgewählter Einzelmonate: signifikante Korrelationsbeträge treten zwischen dem NINO3.4-Index der Monate August bis Dezember und dem *All-India-Rainfall*-Index des Septembers auf. Die Simultankorrelation für den Septembermonat ist geringer als die mit einem Zeitversatz versehene Korrelation. Für die hier diskutierten Zusammenhänge ist bedeutsam, dass die Niederschlagsvariabilität auf dem Indischen Subkontinent im September mit der Va-

riabilität der El Niño-Southern Oscillation im August, dementsprechend einen Monat zeitverzögert, am stärksten gekoppelt ist. Es ist also möglich, dass der dargestellte TP-PC 1-Fernkopplungsmodus gleichzeitig den Einfluss beider Wirkungsgrößen beschreibt.

Tab. 6.2: Signifikante ($\alpha = 0.05$) Korrelationskoeffizienten (r) zwischen der NINO3.4-Index-Zeitreihe der Monate August bis Dezember und dem *All-India-Rainfall*-Index des Monats September.

NINO3.4	AIRI	r
Aug.	Sept.	-0.62
Sept.	Sept.	-0.60
Okt.	Sept.	-0.61
Nov.	Sept.	-0.63
Dez.	Sept.	-0.64

Auch die direkte Korrelation zwischen den Zeitreihen der Niederschlagsregionen, die von TP-PC 1 beeinflusst sind, und dem NINO3.4- bzw. AIR-Index liefert statistisch signifikante Ergebnisse in nicht unerheblicher Höhe. Eine Übersicht wird im Folgenden im Fließtext gegeben und nur exemplarisch mit Hilfe von Abbildungen diskutiert⁴. Es lässt sich festhalten, dass die Mehrzahl der auftretenden Korrelationen zwischen der mediterranen Niederschlagsvariabilität und dem NINO3.4 - Index positiver Natur sind, der Großteil der Korrelationen mit dem *All-India-Rainfall*-Index ein negatives Vorzeichen aufweist. Statistisch signifikante Kopplungsbeträge mit dem erstgenannten Index treten verstärkt im westlichen (Iberien, Nordmauretanien, Algerien und Libyen) und östlichen Mittelmeerraum (Israel, Saudi-Arabien) auf. Für diese Niederschlagsregionen werden ebenfalls und häufig in zeitlicher Überschneidung statistisch signifikante Negativkorrelationen mit dem *All-India-Rainfall*-Index erzielt (vgl. Iberien, Abb. 6.12a). Die stärksten Zusammenhänge mit dem AIRI zeigen aber Niederschlagsregionen im zentralen Mittelmeerraum, teilweise auch solche, für die keine Kopplungen mit der NINO3.4-Indexzeitreihe auszumachen waren. Dies gilt beispielsweise für die Balkanregion, wie aus Abbildung 6.12f hervorgeht. Im oberen Teil von Abbildung 6.12 sind außerdem die Saisonabschnittsdiagramme der Niederschlagsregion aus dem West- und Ostmittelmeerraum dargestellt,

⁴Um die Gesamtheit der Kopplungen zwischen einem einzigen Telekonnektionsindex, wie beispielsweise dem Nino3.4-Index, und allen 15 mediterranen Niederschlagsindizes darzustellen, müssten auf Grund der vorliegenden Analysekonfiguration mit jeweils 144 Saisonabschnitten und einem *time-lag* von einem bis zwölf Monaten, insgesamt 25920 Korrelationskoeffizienten abgebildet werden. Ein Saisonabschnittsdiagramm alleine würde um eine Dimension erweitert 1728 Koeffizienten fassen. Ein derartiger Versuch der Darstellung wurde verworfen, da die Ablesbarkeit der zentralen Information durch die Integration der Informationsfülle nicht mehr gewährleistet war. In einer besser überschaubaren Visualisierungsform müssten zur vollständigen Abbildung der Zusammenhänge dennoch 60 Saisonabschnittsdiagramme (für die jeweils positiven und negativen Korrelationen, die auf Grund der *time-lags* in zwei Diagrammen pro Region abgebildet werden müssen, und die 2 betrachteten Indizes) gezeigt werden. Um die Lesbarkeit dieser Arbeit zu erhalten, wurde die knappe Erläuterung der zentralen Gesichtspunkte im Text vorgezogen.

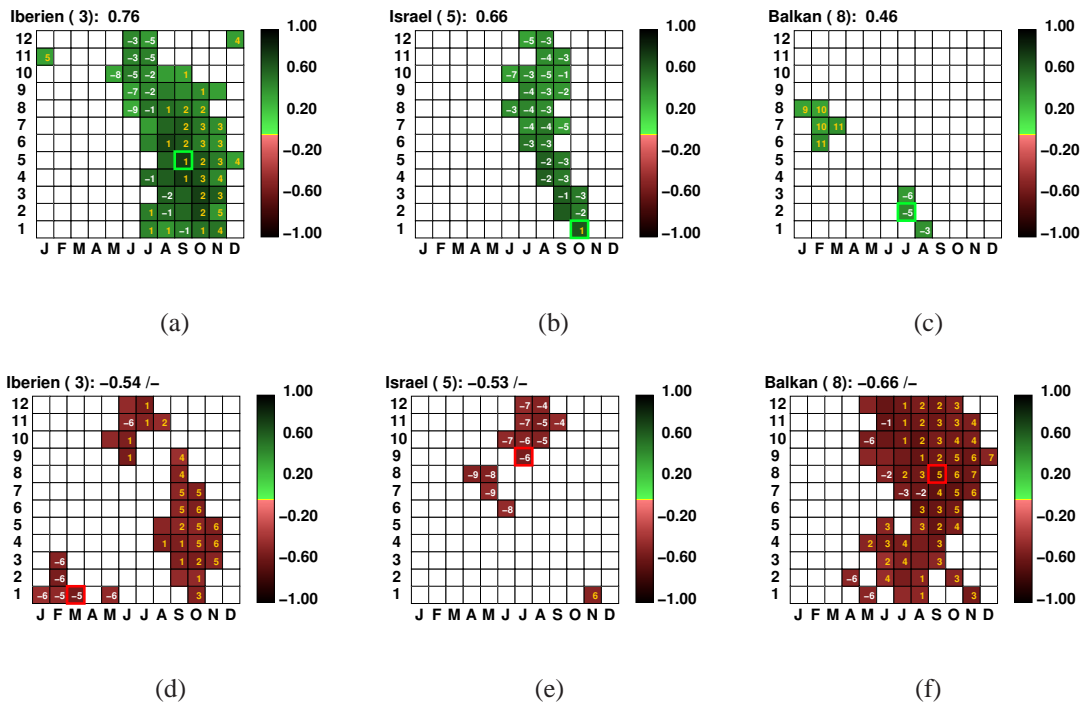


Abb. 6.12: Saisonabschnittsdiagramme für den maximal positiven Zusammenhang zwischen der Variabilität des NINO3.4-Index (oben) und des Niederschlags in Iberien (a), Israel (b) und in der Balkan-Niederschlagsregion (c); Saisonabschnittsdiagramme für den maximal negativen Zusammenhang zwischen der Variabilität des *All-India-Rainfall-Index* (unten) und des Niederschlags in Iberien (d), Israel (e) und in der Balkan-Niederschlagsregion (f). Nur statistisch signifikante Korrelationskoeffizienten ($\alpha = 0.05$) sind dargestellt - positive in Grün- und negative in Rottönen. Auf der y-Achse ist die Länge der Saisonabschnitte (1-12 Monate) aufgetragen, auf der x-Achse die Zentralmonate (Januar-Dezember) der Saisonabschnitte. Die signifikanten Korrelationskoeffizienten mehrmonatiger Saisonabschnitte sind zentriert eingetragen; z.B. für Februar-April und für Februar-Mai auf der x-Achse an der Stelle von März (M). Der maximal positive (negative) Korrelationskoeffizient ist durch ein grünes (rotes) Quadrat hervorgehoben und erscheint als Ziffernwert in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme; gelbe Ziffern stehen für positiven Zeitversatz, d.h. die Zusammenhangsgröße (z.B. NINO3.4) schreitet dem Niederschlag zeitlich voran; weiße Ziffern stehen für negativen Zeitversatz (umgekehrt).

die betragsmäßig am stärksten mit dem NINO3.4-Index korreliert sind: Iberien ($r = 0.76$, Juli-November, *lag* 1) und Israel ($r = 0.66$, Oktober, *lag* 1). Für den iberischen Niederschlag werden die höchsten positiven Korrelationskoeffizienten zwischen Saisonabschnitten mit dem Zentralmonat Oktober und denen des NINO3.4-Index mit Zentralmonat Juli oder August bemessen. Bezüglich des Ostmediterrarraums fallen die negativen *time-lags* auf, die mit weißen Ziffern in Abb. 6.12c dargestellt sind und die Maximalkorrelationen zwischen Herbstniederschlag und NINO3.4-Wintervariabilität anzeigen - Zusammenhänge, die (zunächst) jeglicher zirkulationsdynamischen Erklärungsgrundlage entbehren. Auf diese Thematik wird im zweiten Teil der Arbeit genauer eingegangen.

Der untere Teil von Abbildung 6.12 zeigt für dieselben Regionen die signifikanten Korrelationen mit dem *All-India-Rainfall*-Index: sie sind negativ und stimmen zeitlich in etwa mit denen des NINO3.4-Index überein, auch wenn die *time-lags* der Maximalkopplungen teilweise differieren. Ob sich die Kovarianzanteile zwischen beiden Indizes und dem Mittelmeerniederschlag überschneiden, verrät die Betrachtung der partiellen Korrelationskoeffizienten. Der Saisonabschnitt, der als repräsentativ für den *leading mode* ausgewählt wurde, das Juli-Oktobermittel des Iberienniederschlags, korreliert mit dem *All-India-Rainfall*-Index und einem Zeitversatz von einem Monat mit $r = -0.52$. Betrachtet man diesen Zusammenhang unter Ausschluss der ENSO-Variabilität, ist die Höhe des partiellen Korrelationskoeffizienten so gering ($r_{part} = -0.25$), dass er auf dem gewählten Signifikanzniveau von 95% nicht mehr signifikant ist. Im umgekehrten Fall, unter Ausschluss der AIRI-Variabilität, sinkt der Betrag des partiellen ENSO-Korrelationskoeffizienten auf $r = 0.49$, der aber mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von $\alpha = 0.05$ statistisch signifikant bleibt. Die Kopplung zwischen iberischem Niederschlag und ENSO ist demnach auch unabhängig von der Variabilität des Indienmonsuns robust.

Nicht nur die West- und Ostmediterraneanregion, sondern auch der zentrale Mittelmeerraum ist in Form eines Saisonabschnittsdiagramms auf Abbildung 6.12 vertreten: die Balkanregion weist zwar keine nennenswerten gemeinsamen Schwankungsanteile mit der NINO3.4-Indexzeitreihe auf (Abb. 6.12b), dafür aber unter allen Niederschlagsindizes die höchsten Korrelationen mit dem *All-India-Rainfall*-Index (Abb. 6.12f). Die maximalen Koeffizientenbeträge ($r = -0.66$, Juni-Januar, *lag* 5) verzeichnen die Saisonabschnitte mit Zentralmonat September, die zumeist mit einem *time-lag* von drei Monaten mit den AIRI-Saisonabschnitten des Sommers korreliert sind. Für die ein- und zweimonatigen auf Juli zentrierten Saisonabschnittsmittel und die 3- und 4-Monatsmittel mit Zentralmonat August sind die Simultankorrelationen betragsmäßig am höchsten.

Für die Regionen am Südostsaum des Niederschlagsuntersuchungsgebietes, die durch negative Ladungen der TP-PC 1 im Sommer-Herbstübergang auffielen (vgl. Kap. 6.2.2), Nordniger und

Nordtschad, existiert keine statistisch signifikante Kopplung mit dem NINO3.4-Index. Die Indizes des Nordsudans und Nordtschads sind aber beide in den kürzeren Saisonabschnitten negativ mit dem AIRI korreliert, maximal mit $r = -0.59$ (Nordtschad) im September-Oktobermittel mit einem Zeitversatz von einem Monat.

Folgendes lässt sich zusammenfassen: erstens, dass im Niederschlagsfeld des nordwestlichen, südwestlichen und östlichen Mittelmeerraums Signale der gemeinsamen ENSO-/Indienmonsun-Variabilität zu erkennen sind; vielmehr noch, dass diese Fernkopplung mit dem Telekonnektionsmuster des *leading modes* erklärt werden kann. Zweitens, dass sich dasselbe Fernkopplungsmuster auch auf die Niederschlagsvariabilität der zentralen Mediterranregion auswirkt, wobei hier in statistischem Sinne nur der Link zum indischen Sommermonsun, nicht aber zur Variabilität der *El Niño-Southern Oscillation* hergestellt werden kann; und dass drittens Niederschlagsregionen am Südostsaum des Untersuchungsraums von der führenden TP-PC betroffen sind, für die aber kein statistischer Zusammenhang mit der ENSO bzw. ISM-Variabilität gefunden werden kann. Um die beiden letztgenannten Punkte trennschärfer formulieren zu können, wird im Folgenden der wechselseitige ENSO-/ISM-Einfluss im hochaufgelösten mediterranen Niederschlagsfeld vertieft betrachtet.

ENSO versus ISM im mediterranen Niederschlags- und Zirkulationsfeld

Abbildung 6.13 zeigt Kompositen des hochaufgelösten Niederschlagsfelds für den Sommer/Herbst (Juli-Oktobermittel) vor dem Reifestadium⁵ eines Warm- bzw. Kaltereignisses der *El Niño-Southern Oscillation* (Abb. 6.13a), mit anomal starken bzw. schwachen Niederschlägen auf dem Indischen Subkontinent (Abb. 6.13b) und in Jahren mit der anomalen Ausprägung beider Phänomene (6.13c). Die Liste der Jahre, auf denen diese Kompositen basieren, ist in Tabelle 6.3 aufgeführt. In die ENSO-Kompositen flossen alle Jahre ein, in denen der NINO3.4-Index mehr als 0.5°C vom langjährigen Juli-Oktober-Mittel abweicht (nach Trenberth & Hoar 1997). Die anomalen Jahre des indischen Sommermonsuns zu bestimmen, gestaltet sich schwieriger: setzt man die Überschreitung des Schwellenwerts von einer Standardabweichung an, dann werden, wie das auch für eine derartige Bestimmung der ENSO-Extremphasen gilt, zu viele Jahre ausgeschlossen, in denen der Verlauf des indischen Sommermonsuns in der Fachliteratur als anomal stark oder schwach beschrieben wird. Deswegen wurden die Jahre herangezogen, die von Wang (2005) als „anomale“ ISM - Jahre bezeichnet werden. In Abbildung 6.13 finden sich die auf Basis dieser Jahre berechneten Niederschlagskompositen.

⁵Im La Niña-Fall auch im Verlauf des Ereignisses, das sich manchmal über 3 Jahre hinzieht; darauf wird im Folgenden nicht mehr explizit verwiesen.

Tab. 6.3: Jahre mit positiven (erste Spalte) und negativen (dritte Spalte) Anomalien des NINO3.4-Index im Juli-Oktober (Juli-Oktobermittel des NINO3.4-Index weicht im betreffenden Jahr mit mehr als 0.5° C vom langjährigen Juli-Oktobermittel ab) bzw. Jahre mit negativen (zweite Spalte) und positiven (vierte Spalte) Anomalien des *All-India-Rainfall-Index*; fett gedruckt: Jahre, in denen beide Indizes Anomalien verzeichnen.

NINO3.4 +	AIRI -	NINO3.4 -	AIRI +
1951	1951	1954	-
1953	-	1955	-
-	1952	1956	1956
1957	1957	1961	1961
1963	-	1964	1964
1965	1965	-	1967
1969	1969	1970	1970
1972	1972	1971	-
-	1974	1973	1973
1976	-	1974	-
-	1979	1975	1975
1982	1982	-	1983
1986	-	1988	1988
1987	1987	-	1990
1991	-	-	1994
-	1992	1995	-
1994	-	1998	-
1997	-	1999	-

Es lässt sich erkennen, dass Norditalien und die Balkanregion in Jahren mit einem starken indischen Sommermonsun (vgl. Abb. 6.13b, li.) und in Jahren mit einem starken Sommermonsun und gleichzeitiger Entwicklung eines La Niña-Ereignisses (Abb. 6.13c, li.) tendenziell von negativen Niederschlagsanomalien betroffen sind. Weder in Jahren mit positiver oder negativer Ausprägung der El Niño-Southern Oscillation (Abb. 6.13a) noch in Jahren mit einem schwachen Indiensommermonsun (vgl. Abb. 6.13b, re.) stellen sich im Mittel hohe Anomaliebeträge auf dem Gebiet dieser Niederschlagsregionen ein. Demzufolge spiegelt die Kompositenkarte der gemeinsamen La Niña-/ISM(+)-Situation (Abb. 6.13c) für die Balkanregion die Situation wider, die im Falle einer intensivierten Indienmonsunzirkulation eintritt. Das erklärt, weshalb ausschließlich mit der Variabilität des AIRI eine signifikante Kopplung eintritt, nicht aber mit der des NINO3.4-Index. Es zeichnet sich außerdem eine nicht-lineare Tendenz ab: die Anomalien in El Niño/ISM(-)-Jahren fallen deutlich geringer aus als in der entgegengesetzten Phase. Ähnliches lässt sich für die Zusammenhänge zwischen TP-PC 1 und den südlichen Nieder-

schlagsregionen - Nordniger, Nordtschad und Nordsudan - formulieren. Auf dem entsprechenden Gebiet zwischen ca. 10° O und 35° O und 15° N und 25° N manifestiert sich ein nicht-linearer *Response* in der regionalen Niederschlagsvariabilität sowohl für ENSO- als auch für ISM-Anomalien. In La Niña-Jahren (Abb. 6.13a, li.) und in schwachen Indienmonsunjahren (Abb. 6.13b, re.) treten keine bzw. nur kleinräumig sehr geringe Niederschlagsanomalien auf. In El Niño-Jahren (Abb. 6.13a, re.) hingegen und in starken ISM-Jahren (Abb. 6.13b, li.) sind negative bzw. deutlichere positive Anomalien verzeichnet. Generell ist der räumliche Anteil betragsmäßig höherer Anomalien am Gebiet der Südsommerniederschlagsregionen sehr gering. Nur in der äußeren südöstlichen Ecke fallen die Positivanomalien relativ hoch aus. Geringe Anomaliebeträge in Kombination mit der nicht-linearen Tendenz in der regionalen Ausprägung und der Tatsache, dass der Pearson-Korrelationskoeffizient nur den linearen Anteil an der Beziehung zwischen zwei Stichprobenvarianzen misst, lassen nicht verwunderlich erscheinen, dass keine statistisch signifikanten Koeffizienten aus der direkten Korrelation der Niederschlagsindizes mit dem ENSO-Index hervorgehen. Und schwache Negativkorrelationen mit dem AIR-Index konnten für den Nordtschad bzw. Nordsudan, die die kleinräumige Ausprägung maximaler Anomaliebeträge anschneiden, festgestellt werden. Erst die Überlagerung beider Phänomene, der gemeinsame ENSO-/ISM-Einfluss (Abb. 6.13c), trägt sowohl in der El Niño/ISM(-)-Situation als auch für einen regionalen Teilbereich im La Niña/ISM(+)-Fall zur Verstärkung des Signals auf dem Gebiet der Sommerniederschlagsregionen bei. Das kann ebenfalls für das Gesamtmuster postuliert werden: erst die Überlagerung der Anomalien beider Phänomene, ein schwacher Indiensommermonsun vor einem ENSO-Warmereignis bzw. starke indische Monsunniederschläge vor oder während eines La Niña-Events, erzeugt ein Anomaliemuster im Niederschlagsfeld (s. 6.13c), das in regionaler Differenzierung und Intensität sehr gut mit den Niederschlagsanomalien der TP-PC 1 übereinstimmt (vgl. Abb. 6.10).

Die Betrachtung des hochaufgelösten Niederschlagsfelds wirft zwei Fragen auf: Was sind die zirkulationsdynamischen Ursachen dafür, dass für die westmediterrane Niederschlagsvariabilität signifikante lineare Zusammenhänge sowohl mit dem NINO3.4- als auch mit dem AIR-Index festzustellen sind, für die des zentralen Mittelmeerraums gleichzeitig aber nur Zusammenhänge mit dem Indienniederschlag? Und weshalb scheint sich in anomal starken indischen Monsunjahren ein stärkerer Zusammenhang zum Niederschlag des Zentralmittelmeerraums abzuzeichnen als in Jahren mit einem schwachen indischen Sommermonsun? Zur Klärung dieser Fragen müssen entsprechende Anomaliensignale der mediterranen Zirkulationsdynamik betrachtet werden, ausschließlich in den Jahren, in denen zwar ein El Niño oder La Niña-Ereignis im tropischen Pazifik ausgebildet ist, der Indienmonsun aber gleichzeitig „normal“ verläuft (Abb. 6.14a); oder umgekehrt Jahre, in denen der Indienniederschlag anomal positiv bzw. negativ ausfällt, die El

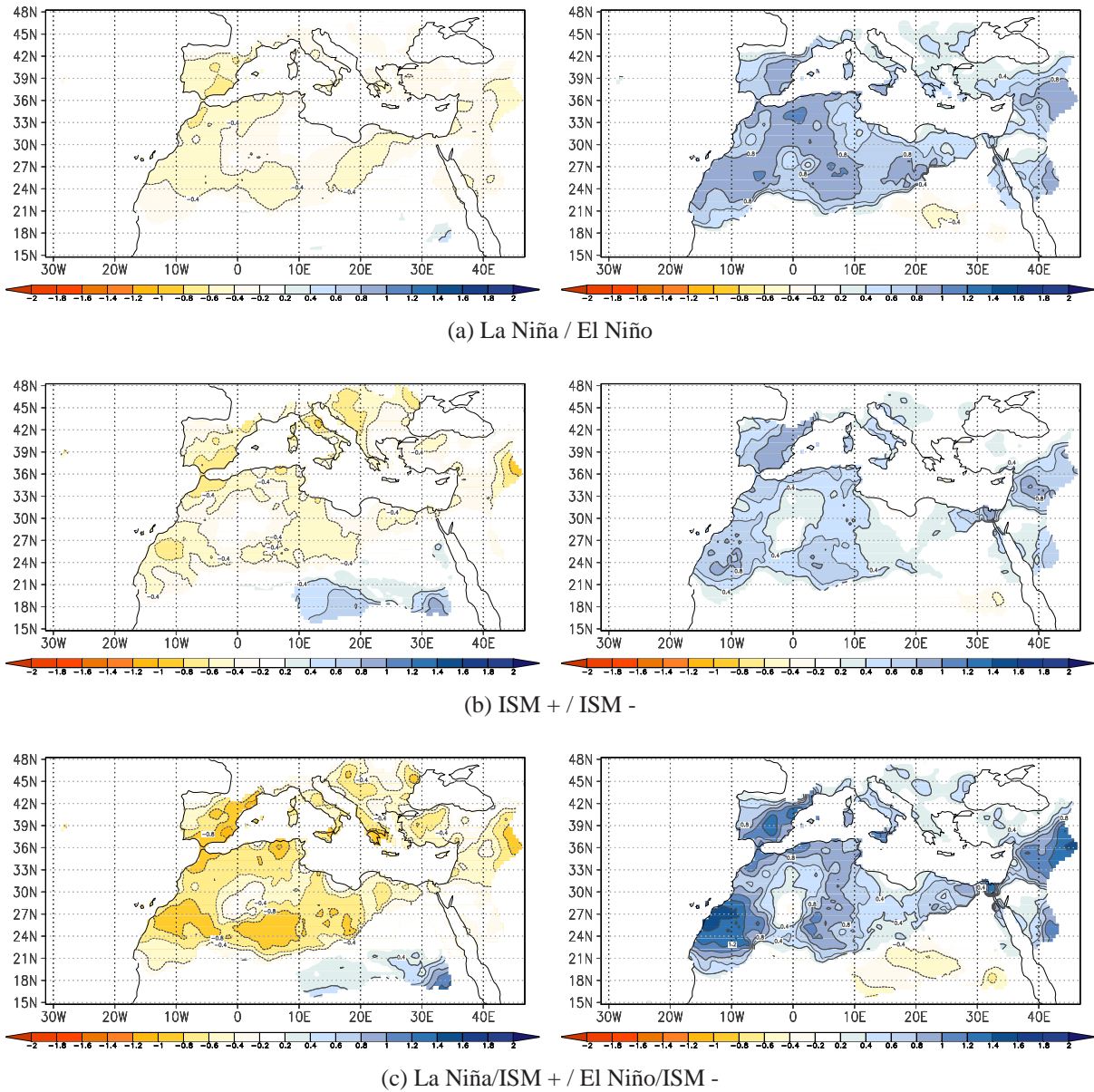
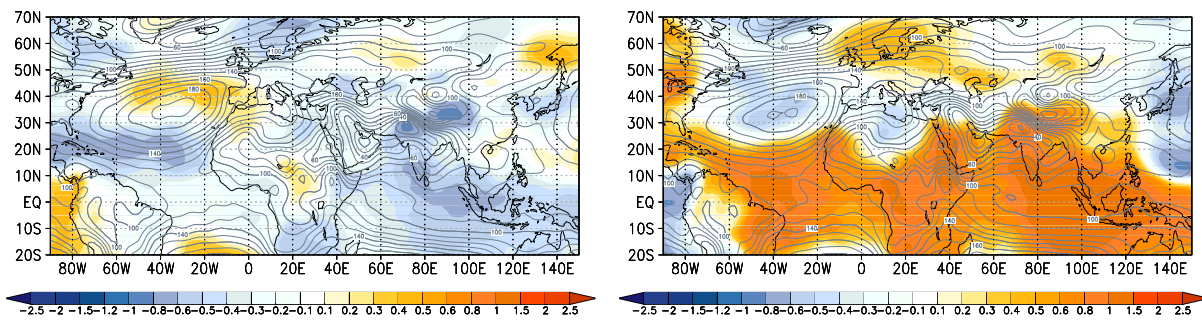


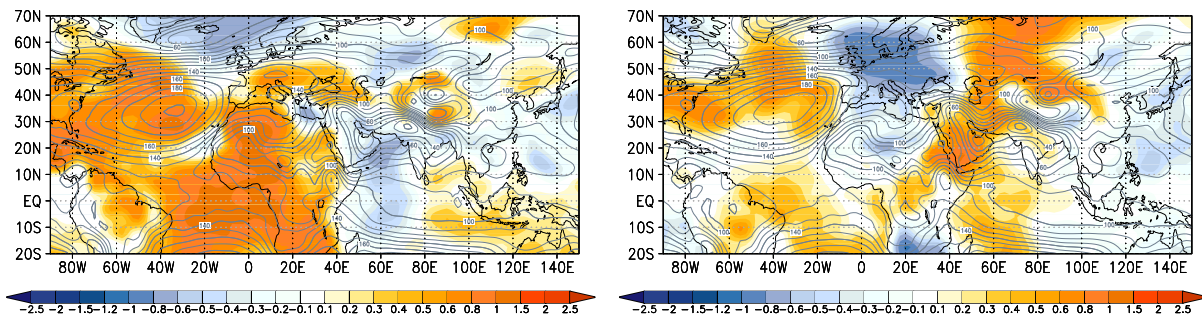
Abb. 6.13: Standardisierte (mittlere) Niederschlagsanomalien im Mittelmeerraum im Juli-Oktobermittel der Jahre mit negativen (positiven) Nino3.4-Indexanomalien (a), mit negativen (positiven) ISM-Anomalien (b) und in den Anomaliejahren beider Indizes (c). Blaue Farben markieren Positiv-, gelbe und rote Farben Negativanomalien.

Niño-Southern Oscillation aber keinen extremen Verlauf nimmt (Abb. 6.14b)⁶. Da allerdings nur sehr wenige Jahre für diese Kompositen zur Verfügung stehen, können nur Rückschlüsse tendenzieller Natur gezogen werden.

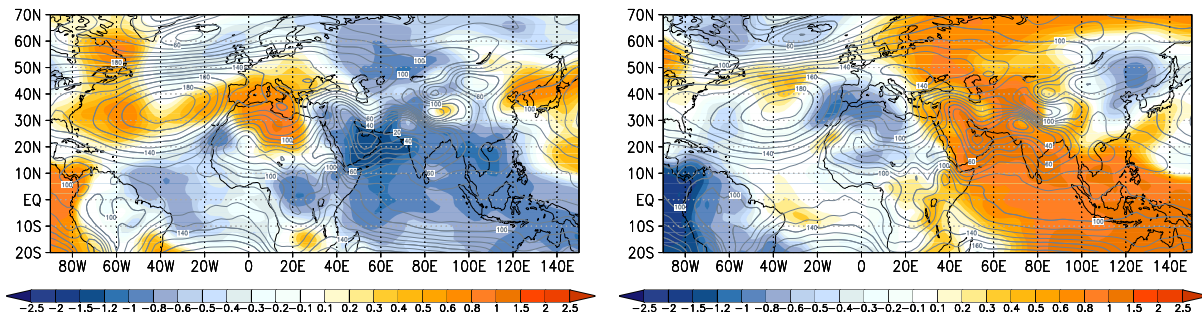
⁶Diese Kompositen unterscheiden sich von denen in Abbildung 6.13 dadurch, dass die ausschließlichen Anomaliejahre der ENSO und des Indienmonsuns betrachtet werden; während in die Kompositen auf Abbildung 6.13 auch Jahre einfließen können, in denen der nicht-fokussierte Index auch eine gegenläufige Extremphase ausbilden kann; z.B. La-Niña Jahr mit positiver Indienmonsunanomalie.



(a) La Niña / El Niño (1000 hPa)



(b) ISM (+) / ISM (-) (1000 hPa)



(c) La Niña/ISM(+) / El Niño/ISM (-) (1000hPa)

Abb. 6.14: Kompositen der absoluten (Linien) und relativen (Farbe) Topographie des 1000 hPa-Luftdruckfelds im Juli-Oktobermittel von La Niña- bzw. El Niño-Jahren (a), von positiven bzw. negativen Indiensommermonsunjahren (b) und von gemeinsamen La Niña/ISM(+) bzw. El Niño/ISM(-)-Jahren (c). Gelbe und rote Farben markieren Positiv-, blaue Farben Negativanomalien.

Über der Balkanregion herrscht in El Niño-Jahren (Abb. 6.14a, re.) und in positiv anomalen Indiensommermonsunjahren (Abb. 6.14c, li.) höherer Luftdruck vor als in La Niña-Jahren oder in Jahren mit einem schwach ausgeprägten Indiensommermonsun. Vor allem in den ISM(+)-Jahren ist an Hand der absoluten Topographie der 1000 hPa-Fläche eine kleine Region von sehr hohem Luftdruck über den Ostalpen auszumachen. Gleichzeitig zeigen die positiven Anomalien zwischen Südfrankreich und dem Kaspischen Meer großräumig höheren Luftdruck als im Mittel an. Diese

Situation scheint von der starken ostwärtigen Ausdehnung des Azorenhochs herzurühren, das auch im Zentrum und an der Nordostflanke deutlich intensiviert ist. Die Hochdrucksituation des El Niño-Komposits ist weniger einfach zu deuten, im Zentrum des Azorenhoch manifestieren sich dann nämlich schwache Negativanomalien. Der höhere Luftdruck über Osteuropa scheint eher eine Auswirkung der fennoskandischen Antizyklonalanomalie zu sein, als dass er auf Azorenhochausläufer zurückzuführen wäre.

Die gegenteiligen Situationen unterscheiden sich weniger stark: sowohl in den La Niña- (Abb. 6.14a, li.) als auch in den ISM(-)-Jahren (Abb. 6.14c, re.) bleibt das Azorenhoch mit seiner Kernregion, will man diese beispielsweise mit der 140 gpm-Isolinie gleichsetzen, stärker auf den Atlantik beschränkt. Über dem Balkan nimmt der Luftdruck in beiden Situationen ähnliche Werte an, wie die absolute Topographie der 1000 hPa-Fläche erkennen lässt.

Aus der deutlichen Hochdruckanomalie über Südosteuropa und dem Balkan in Jahren mit starkem Indienmonsun resultiert, dass sich diese Jahre stärker von schwachem Indienmonsunjahren unterscheiden, als das für die anomal positiven und negativen ENSO-Jahre der Fall ist. Weiterhin scheint die Luftdruckvariation über dem Balkan in den ISM-Anomaliejahren durch das Azorenhoch gesteuert zu sein, das in ISM(+)-Jahren starke und in ISM(-)-Jahren schwächere nordostwärtige Ausläufer verzeichnet. Im Hinblick auf die ENSO-Anomaliejahre hingegen tritt nur in der La Niña-Situation die Azorenhochvariabilität deutlich als Ursache für die anomale Luftdrucksituation auf. In den El Niño-Jahren trägt möglicherweise die Antizyklonalanomalie über Fennoskandien zu den osteuropäischen Hochdruckverhältnissen bei. Dies alles sind Hinweise dafür, weshalb die Niederschlagsvariabilität der Balkanregion zwar mit der des indischen Subkontinents korreliert, nicht aber mit der NINO3.4-Indexvariabilität.

Die beobachteten Nicht-Linearitäten der gemeinsamen Anomaliejahre können als Resultat aus der Überlagerung beider Phänomene hervorgehen: eine La Niña-bedingte Abschwächung des nordostwärtigen Azorenhochausläufers wird überkompensiert durch die deutliche Ausläufer-Verstärkung in den ISM(+)-Jahren. Mit der anomalen Hochdrucksituation über dem Balkan gehen negative Niederschlagsanomalien einher. In den Jahren mit El Niño-Ereignissen und schwachem Indienmonsun führen die Auswirkungen einer zusätzliche Hochdruckquelle über Skandinavien ebenfalls dazu, dass der Luftdruck über dem Balkan nicht so niedrig ist, wie wenn er ausschließlich vom schwächeren Azorenhochausläufer der ISM(-)-Jahre gesteuert würde. Deshalb treten in El Niño-ISM(-)-Jahren keine positiven Niederschlagsanomalien auf. Als Konsequenz daraus erfährt die Balkan-Niederschlagsregion in La Nina/ISM(+)-Jahren geringere Niederschläge als im Mittel, während in den entgegengesetzten Jahren die Niederschläge nicht bzw. nicht sehr stark vom Mittelwert abweichen. Die Kompositen der gemeinsamen Anomaliejahre in Abbildung 6.14c unterstützen diese Hypothese: im positiven und im negativen Komposit sind Luftdruckanomalien zwischen Adria und Schwarzem Meer auszumachen, in

den El Niño/ISM(-)-Jahren sogar mit höheren Drücken als in der gegenteiligen Situation 6.14c, re.). Viel deutlicher noch scheint sich der Hochdruck über Südosteuropa, der sich auch auf die Balkanregion auswirkt, in eine Anomalienregion einzugliedern, die den östlichen Kartenteil einnimmt und nicht vom Azorenhoch ausgeht.

Für den Westmittelmeerraum gelten andere Gesetzmäßigkeiten: vor/während eines La Niña-Ereignisses ist die atlantische Hochdruckzelle kleinräumig über der Straße von Gibraltar, der Costa del Sol und entlang der nordmarokkanischen Küstenlinie verstärkt (vgl. Abb. 6.14a, li.). Diese Intensivierung des Südostastes tritt ebenfalls in Jahren mit starkem indischen Sommermonsun auf (Abb. 6.14b, li.). In beiden Fällen werden tendenziell negative Niederschlagsanomalien im Westmediterraneanraum beobachtet. Dagegen ist der Südostausläufer des Azorenhochs weder vor einem El Niño-Ereignis (vgl. Abb. 6.14a, re.) noch während eines schwachen Indienmonsuns (Abb. 6.14b, re.) verstärkt. Interessanterweise befinden sich dann Teile der Costa Blanca und der nordmarrokanischen Küste unter schwächerem Hochdruckeinfluss als im Mittel. Die Kompositen zu den gemeinsamen Anomaliejahren in Abbildung 6.14c bestärken dieses Bild. Vor allem im südöstlichen Azorenhochausläufer über der Südostküste Iberiens und der Nordküste des Maghrebs treten negative bzw. positive Anomalien in den unterschiedlichen Anomaliejahren hervor. Möglicherweise sind diese Regionen dann im ausgehenden Sommer einerseits verstärkt von Konvektionsniederschlägen betroffen, evtl. auch in Kombination mit Land-Seewind-Zirkulationsphänomenen, die bei noch sommerlich warmen Meerestemperaturen für großen Feuchtigkeitstransport aufs Land sorgen können. Oder über dem westlichen Mittelmeer finden verstärkt Zyklongenese statt, als Folge lokaler baroklin instabiler Zonen zwischen dem Mittelmeer und dem bereits stärker ausgekühlten Festland. Vorstellbar wäre weiterhin, dass solche Temperaturgradienten durch außertropische Kaltluft, die um den Nordostausläufer des Azorenhochs herum in die Mediterranregion hereingeführt wird, noch verschärft werden können. Für den westlichen Mittelmeerraum bzw. für den Südostausläufer des Azorenhochs führt eine Überlagerung der ENSO- und Indienmonsunsituationen also nicht zu konträr wirkenden Prozessen.

Die Intensität und vielmehr noch die räumliche Variabilität des Azorenhochs entpuppt sich im Rahmen dieser Betrachtungen als die maßgebliche Stellschraube für die westmediterrane Niederschlagsvariabilität. Darüber hinaus müssen sich die beobachteten Schwankungen im Luftdruckfeld auch im Druckgegensatz zur Ostmediterranregion manifestieren. Das ist deshalb von Interesse, weil dadurch das Regionalwindssystem der Etesien, das wiederum einen Link zur westafrikanischen Monsunvariabilität darstellt (vgl. Kap. 3.3), modifiziert wird. Der Druckgegensatz zwischen Ost- und Westmittelmeerraum wurde in der Vergangenheit bereits systema-

tisch erforscht und leitet über zum letzten Kapitel des TP-PC 1-Komplexes: die Erläuterung von potenziellen Links zu außertropischen Telekonnectionen. Auf Grund der bislang herausgestellten Zusammenhänge zwischen TP-PC 1 und der ENSO bzw. dem Indien-Sommerniederschlag wird die führende Telekonnections-PC im Folgenden auch als ENSO/ISM-Modus bezeichnet.

6.2.5 Der ENSO/ISM-Modus und die Mediterrane Oszillation

Bereits bei der Beschreibung der für TP-PC 1 repräsentativen Korrelationskarten in Kapitel 6.2.1 wurde darauf hingewiesen, dass Kopplungszentren mit unterschiedlichen Vorzeichen zur Ausbildung eines Dipols zwischen West- und Ostmediterraneanraum im 1000 hPa-Luftdruckniveau führen. Darüber hinaus wurde der Intensitätsunterschied des Persisch-Saharischen Hitzetiefs zwischen Positiv- und Negativmodus der TP-PC 1 herausgestellt (vgl. Kap. 6.2.4) und zuletzt ausführlich eine ebenfalls unterschiedliche Ausdehnung des Azorenhochs erörtert. Beide Zirkulationsglieder, das Azorenhoch und das persisch-nordafrikanische Sommerhitzetief, deren Variabilität hier in Abhängigkeit von der ENSO und dem Indienmonsun diskutiert wurde, tragen zu gegensätzlich oszillierenden Luftdruckverhältnissen zwischen West- und Ostmediterraneanregion bei.

Das gegenläufige Schwankungsverhalten zwischen West- und Ostmittelmeerraum wurde in der Vergangenheit in mehreren Klimavariablen (Niederschlag, Temperatur, 500 hPa-Luftdruckfeld) beobachtet und von Conte et al. (1989) im Konzept der „Mediterranen Oszillation“ (MO) beschrieben. Die Frage, die sich an dieser Stelle stellt, ist jene, ob und wie sich die hier beobachtete bodennahe „Oszillation“ in dieses Konzept einpasst. Umso mehr, da die Mediterrane Oszillation als regionale Manifestation der Nordatlantischen Oszillation betrachtet wird (z.B. Dürkeloh & Jacobbeit 2003) und damit im mediterranen Telekonnectionsgeschehen möglicherweise als Link zwischen tropischer und außertropischer Zirkulationsvariabilität agiert.

Zur Klärung dieser Frage wurden zunächst die Zeitreihen der eigenständig konstruierten MOI-Indizes (vgl. Kap. 4.2), des MOI-1000 bzw. des MOI-500, direkt mit dem NINO3.4- bzw. AIR-Index korreliert. Im 1000 hPa-Niveau manifestieren sich deutliche Zusammenhänge. ENSO und der MOI-1000 korrelieren maximal im Juni-Septembermittel ($r = -0.70$).

Die saisonalen Zeitreihen beider Indizes sind in Abbildung 6.15 (li.) dargestellt. In zwei Phasen, zwischen 1956 und 1961 und zwischen 1988 und 1996, verlaufen die Kurven nicht streng entgegengesetzt. Im restlichen Zeitfenster sind sie jedoch annähernd perfekt antikorreliert.

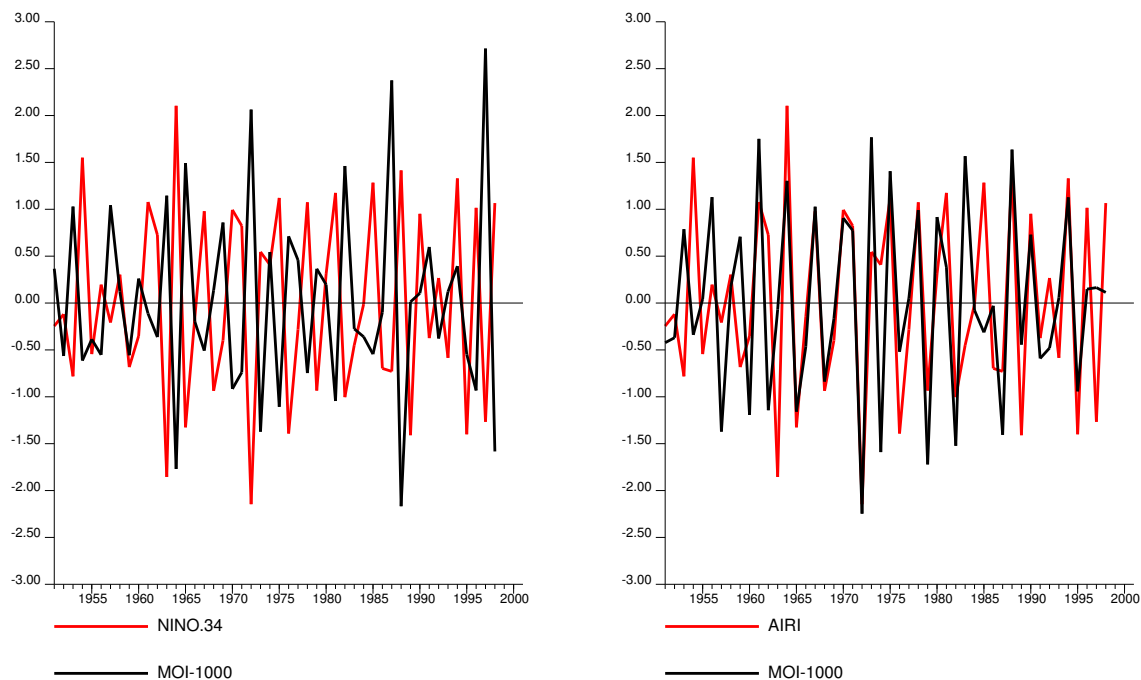


Abb. 6.15: Hochpassgefilterte Saisonabschnittszeitreihe des MOI-1000 (schwarz) und des NINO3.4-Index (rot) im Juni-Septemberrmittel (li.) und des MOI-1000 (schwarz) und des All-India-Rainfall-Index (rot) im Juli-Oktobermittel (re.).

Das bedeutet, dass die sommerliche mediterrane Bodendruckoszillation im statistischen Sinne maßgeblich mit der ENSO-Variabilität zusammenhängt.

Darüber hinaus ist auch der Indienmonsun mit dem MOI-1000 im Sommer (Juni-September, JJAS) statistisch signifikant korreliert ($r = 0.57$). Partialisiert man aber den ENSO-Einfluss heraus, dann rutscht der Koeffizientenbetrag massiv ab ($r_{part} = 0.29$) und ist auf dem gewählten Signifikanzniveau von 95% nicht mehr signifikant. Auch der Betrag der MOI-1000/ENSO-Korrelation sinkt unter Herauspartialisierung des Indienmonsuneinflusses. Er bleibt aber robust ($r_{part} = -0.56$) und bestätigt Gesetzmäßigkeiten, die sich bereits bei der Betrachtung des Niederschlags in Kapitel 6.2.4 abzeichneten: ein statistischer Zusammenhang zwischen der mediterranen Bodendruckoszillation und dem Indienmonsun im Sommer ist deshalb ersichtlich, weil die Indienmonsun- mit der El Niño-Southern Oscillation-Variabilität korreliert ist; gleichzeitig ist aber die Variabilität der pazifischen Meeresoberflächentemperaturen stärker am Schwankungszusammenhang der mediterranen Bodendruckoszillation beteiligt als die des Indienmonsun-niederschlags.

Generalisieren lässt sich diese Aussage jedoch nicht. Einen Saisonabschnitt später, im Juli-

Oktobermittel (JASO), ist der Indienniederschlag maximal mit dem mediterranen-Oszillationsindex im 1000 hPa-Niveau korreliert ($r = 0.65$). In Abbildung 6.15 (re.) wird das im gleichsinigen Kurvenverlauf der beiden Indizes ersichtlich, der lediglich zwischen 1951 und 1961 bzw. 1991 und 1997 nicht in Phase ist. Die Korrelation des NINO3.4-Index mit dem MOI-1000 (nicht dargestellt) liegt niedriger als einen Saisonabschnitt zuvor und beträgt $r = -0.66$. Beide Kopplungen, MOI-1000/ENSO und MOI-1000/AIRI, sind im Juli-Oktobermittel also etwa gleichstark. Die partiellen Korrelationskoeffizienten fallen niedriger aus, sind aber beide signifikant von 0 verschieden ($r_{part} = 0.42$ MOI-1000/AIRI bzw. $r_{part} = -0.44$ MOI-1000/NINO3.4). Im Juli-Oktobermittel manifestiert sich das Schwankungsverhalten des Indienniederschlags ENSO-unabhängig im bodennahen mediterranen Oszillationsindex.

Um diese Zusammenhänge besser verstehen zu können, wurden die Luftdruckverhältnisse an den beiden, der MOI-1000 Index-Berechnung zu Grunde liegenden Orten, Algier und Cairo, separat betrachtet; und zwar in Jahren, in denen ausschließlich eine ENSO-Extremphase vorherrschte, oder aber ausschließlich der Indienmonsun anomal verlief und zuletzt in Jahren, in denen die Variabilität beider Systeme Anomalien verzeichnete. Die Absolutanzahlen dieser Anomaliejahre bewegen sich zwischen acht und dreizehn und können der bereits vorgestellten Tabelle 6.3 entnommen werden. Tabelle 6.4 gibt Aufschluss über das Ergebnis: die ENSO- und ISM-Anomaliejahre zusammengekommen lassen am deutlichsten einen überzufälligen Zusammenhang erkennen. Dann herrschen in über 70% der Jahre anomale Luftdruckverhältnisse über Algier vor, und sogar in über 80% der Jahre sind Luftdruckanomalien über Cairo auszumachen. Da die bodennahen Druckverhältnisse über Algier primär durch das Azorenhoch und die über Cairo in erster Linie durch die Variabilität des persisch-arabischen Hitzetiefs gesteuert werden, lässt sich ableiten, dass das persisch-arabische Hitzetief ein ebenso wichtiger Kontrollfaktor für den west-ostmediterranen Druckgegensatz ist wie das Azorenhoch. Einen Saisonabschnitt zuvor (nicht dargestellt) wird das noch deutlicher: im Juni-Septembermittel gehen 71% der Jahre, in denen ein anomales Hitzetief beobachtet wird, mit einer ENSO-Extremphase oder einem anomalen Indienmonsunereignis einher, aber in nur 54% der Jahre mit anomalem Azorenhoch nimmt (mindestens) eines dieser Systeme einen anomalen Verlauf. Mit Hilfe eines U-Tests lassen sich die dargestellten Unterschiede auf statistische Signifikanz überprüfen. An beiden Orten unterscheiden sich die Luftdruckanomalien zwischen den positiven und negativen Extremphasen auf dem 99%- Signifikanzniveau im Juli-Oktobermittel. Demnach ist in El Niño/ISM(-)-Jahren der Luftdruck über Algier anomal niedrig und über Cairo anomal hoch. Der umgekehrte Fall stellt sich in La Niña/ISM(+)-Jahren ein⁷.

⁷Einen Saisonabschnitt zuvor, im Juni-Septembermittel, trifft diese Aussage nur für Cairo zu. In Algier hingegen unterscheidet sich die Druckkonstellation zwischen den ENSO bzw. den ISM-Extremphasen nicht signifikant.

Tab. 6.4: Prozentanteil an den ENSO- bzw. Indienmonsun-Anomaliejahren (vgl. Tabelle 6.3), in denen im Juli-Oktobermittel über Algier bzw. Cairo anomale Luftdruckverhältnisse (\geq SD bzw. ≤ -1 SD) vorherrschen; Prozentanteile an den gemeinsamen ENSO/ISM- Anomaliejahren (erste Zeile), an den Jahren, in denen ausschließlich eine ENSO-Extremphase vorherrscht (zweite Zeile), oder denen mit positiven oder negativen AIRI-Anomalien (dritte Zeile).

	Algier	Cairo
NINO3.4+AIRI	73%	80%
NINO3.4	50%	66%
AIRI	53%	40%

Das lässt sich an Hand der NINO3.4-Index-Anomaliejahre sehr gut veranschaulichen. In Abbildung 6.16 ist das 1000 hPa-Luftdruckfeld in El Niño-Jahren (a) und La Niña-Jahren (b) dargestellt. Auf diesen Abbildungen sind die am nächsten gelegenen Luftdruckgitterpunkte zu Algier (5°O, 37.5°N) und Cairo (32°O, 30°N) mit einem 'A' bzw. 'C' markiert. Die 140 gpm-Isolinie ist, stellvertretend für die Begrenzung des Azorenhochs, in rot eingezeichnet, die 100 gpm-Linie als repräsentativ für die Ausdehnung des persisch-arabischen Hitzetiefs ist in grün eingetragen. Im El Niño-Komposit liegt Algier im Einzugsbereich der 130 gpm-Isolinie, die regionalen Hochdruckverhältnisse fallen schwächer als im Mittel aus. Cairo befindet sich direkt auf der 90 gpm-Isolinie, die anomal hohe Druckverhältnisse im persisch-arabischen Hitzetief anzeigt. Umgekehrt verhält es sich in La Niña-Jahren: über Algier zieht ein Südostausläufer des Azorenhochs hinweg, die 1000 hPa-Fläche liegt dort nun 140 gpm hoch - 10 gpm höher als in der gegenteiligen Situation. Cairo befindet sich genau zwischen der 90 gpm- und 80 gpm-Isolinie, die Luftdruckverhältnisse sind niedriger als im gegenteiligen Komposit. Daraus resultiert, dass in El Niño-Jahren auf Grund der Luftdruckanomalien sowohl über Algier als auch über Cairo die Druckdifferenz, die u.a. mit dem MOI-1000 festgehalten wird, geringer ausfällt, in La Niña-Jahren hingegen höher ist. Das lässt schwächere Etesienwinde über dem zentral- bzw. zentralöstlichen Mittelmeerraum in El Niño-Jahren erwarten und verstärkte in La Niña-Situationen.

Es wurde weiterhin überprüft, ob sich die Luftdruckverhältnisse der anomalen Jahre an beiden Orten nicht nur zur entgegengesetzten Extremphase, sondern auch zu denen der „normalen“ Jahre signifikant unterscheiden. In Cairo ist das sowohl im Juni-September- als auch im Juli-Oktober-Saisonabschnitt für beide Extremphasen gegeben ($\alpha = 0.01$). In Algier wiederum unterscheiden sich die Druckanomalien nur im Juli-Oktober-Saisonabschnitt signifikant von denen der „normalen“ Jahre, dann aber ebenfalls für beide Extremphasen. Im Azorenhoch zeichnet sich außerdem eine nicht-lineare Tendenz ab: in 88% der Jahre, in denen Hochdruckanomalien in der niedrigen Troposphäre über Algier vorherrschten war ein La Niña-Ereignis in der Entwicklung oder ausgebildet bzw. der Indiensommermonsun extrem stark. Und nur in 57% aller

Negativanomalien im Azorenhoch fand die Entwicklung eines El Niño-Events statt. Bereits aus der Diskussion der Luftdruck-Kompositen im vorangegangenen Kapitel 6.2.4 wurde abgeleitet, dass für die La Niña/ISM(+)-Jahre die Azorenhochvariabilität als die maßgebliche Einflussgröße auftritt. Für El Niño-/ISM(-)-Jahre hingegen wurden zusätzliche Prozesse (Fennoskandien-Hochdruckanomalie) ins Auge gefasst, die auf die zentralnördlichen mediterranen Luftdruckverhältnisse einwirken und die möglicherweise als Kontrastiv zur Azorenhochentwicklung ablaufen. Demzufolge könnte eine generell höhere räumliche Variabilität des Luftdruckfelds in El Niño-/ISM(-)-Jahren, den Zusammenhang weniger klar hervortreten lassen.

Die Analyse des bodennahen Luftdruckdipols zwischen östlichem und westlichen Mittelmeerraum hat auf die einflussreiche Rolle des persisch-arabischen Hitzetiefs hingewiesen. Das scheint stärker noch als das Azorenhoch die gegenläufigen Druckschwankungen zwischen West- und Ostmittelmeerraum zu kontrollieren, die im Sommer/Herbstübergang hoch mit ENSO bzw. dem Indienmonsun korreliert sind. Die Schlussfolgerung ist jene, dass der statistische Zusammenhang zwischen MOI-1000 und dem Indienmonsun nicht primär, wie das am naheliegendsten schien, alleine über die indienmonsunabhängige Variabilität des fernöstlichen Hitzetiefs zustande kommt, sondern in den Saisonabschnitten auftritt (Juli-Oktober), in denen zusätzlich die Luftdruckverhältnisse in Algier signifikant verschieden von denen der „normalen“ Jahre sind - eine Situation, die möglicherweise ebenfalls mit der Indienmonsun-Variabilität zusammenhängt.

Zuletzt soll das Verhältnis zwischen dem bodennahen mediterranen Luftdruck-Dipol und der mediterranen Niederschlagsvariabilität beleuchtet werden. Denn es ist darüber nachzudenken, inwiefern dieser West-Ostgegensatz in Form des bodennahen MOI als Möglichkeit betrachtet werden kann, die ENSO/ISM-Variabilität, die sich im Mittelmeerraum veräußert, „vor Ort“ zu beschreiben. Das birgt eventuell das Potential, höhere Variabilitätsanteile des mediterranen Niederschlags auf die interannuellen Schwankungen der El Niño-/Southern Oscillation bzw. des Indienmonsuns zurückzuführen.

Der iberische Niederschlag weist, wie in so vielen Fällen, die höchsten Korrelationen mit dem MOI-1000 auf, maximal im Juli-Septemberrmittel ($r = -0.82$) und ebenfalls hoch im August-OktoBERSaisonabschnitt mit einem Zeitversatz von einem Monat auf das Juli-Septemberrmittel des MOI-1000 ($r = -0.80$).

Ein ähnliches Signal wie in Iberien findet sich in der Niederschlagsvariabilität Algeriens, der Balkanregion, des Zentral-MED und der Türkei. Dort lassen sich negative Korrelationen mit dem MOI-1000 in einer Höhe von ca. $r = -0.60$ primär für die Sommersaisonabschnitte (JJA, JAS bzw. JASO) ausmachen. Im südöstlichen Mittelmeerraum eröffnet sich ein differenziertes Bild: simultan schwache Negativkorrelationen ($r = -0.43$) werden für Israel im Sommer/Herbst (JASO) bemessen. In Ägypten hingegen manifestiert sich zwei Saisonabschnitte später, im

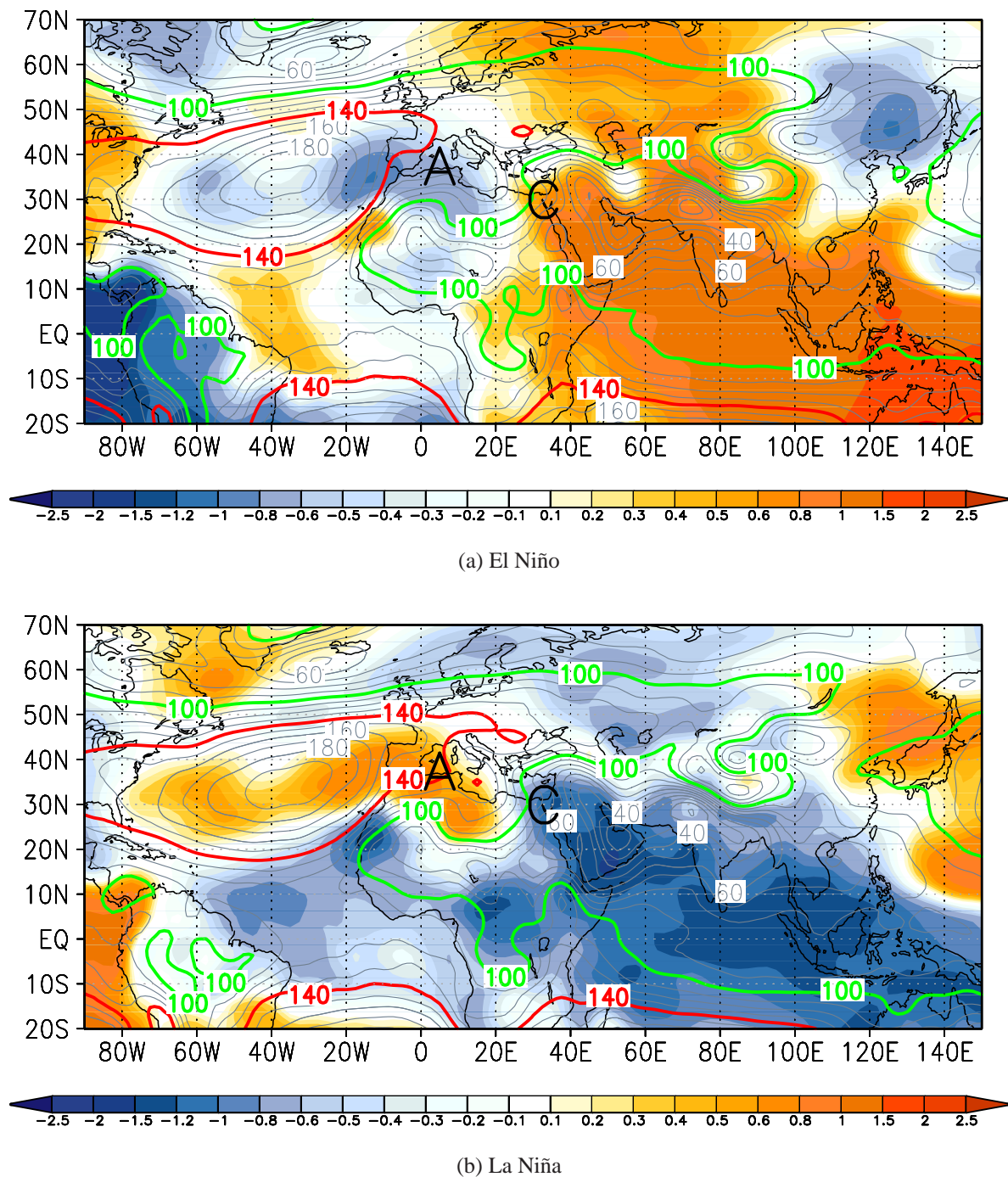


Abb. 6.16: Absolute Topographie (Linien) und zeitliche Anomalien (Farbe) der geopotentiellen Höhen des 1000 hPa-Niveaus in den positiven (≥ 1 SD, oben) und negativen Anomaliejahren (≤ -1 SD, unten) des NINO3.4-Index im Saisonabschnitt Juli-Oktober. Der nächstgelegene Gitterpunkt zu Algier ist mit einem 'A' markiert, der zu Cairo mit einem 'C'. Die 140 gpm-Isolinie ist rot, die 100 gpm-Isolinie ist in grün eingezeichnet.

September-Dezembermittel, ein simultan positiver Zusammenhang ($r = 0.50$). Im östlichen

Mittelmeerraum zeigt sich also nur eine relativ schwache Niederschlags-Kopplung zum MOI-1000, die darüber hinaus im Sommer und Herbst dasselbe Vorzeichen wie die Korrelation des westlichen Mittelmeerraums aufweist.

Es ist zunächst problematisch, diese Negativkopplung (z.B. Israel-Niederschlag/MOI-1000 im Juli-Oktobermittel) ausschließlich mit der Variabilität des bodennahen persisch-arabischen Hitzetiefs zu erklären. Das bedeutet nämlich, dass Tiefdruckanomalien im Hitzetief mit negativen Niederschlagsanomalien in Israel einhergehen. Bei einem intensiveren Hitzetief könnte sich aber erwartungsgemäß eine stärkere Konvektionsaktivität einstellen, die im Herbstübergang auch im Ostmittelmeerraum mit übernormalem Niederschlag verbunden sein kann. Daher müssen auch die hochtroposphärischen Prozesse als potenzielle Steuermechanismen des ostmediterranen Niederschlags in den Blick genommen werden. Die Betrachtung des 500 hPa-Luftdruckfelds gibt wenig Aufschluss: auf der entsprechenden Korrelationskarte des ENSO/ISM-Modus ist kein Kopplungszentrum über dem Ostmittelmeerraum ausgebildet. Dazu passt, dass auch keine statistisch signifikanten Zusammenhänge zwischen dem im 500 hPa-Niveau berechneten MO-Index und der ENSO bzw. dem Indienmonsun gefunden wurden. Im 500 hPa-Niveau haben west- und ostmediterrane Luftdruck demnach keinen gemeinsamen Schwankungszusammenhang.

In der Hochtroposphäre (250 hPa) hingegen eröffnet sich ein anderes Bild. Auf Abbildung 6.17a ist die repräsentative Korrelationskarte für den ENSO/ISM-Modus im 250 hPa-Niveau dargestellt. Dort zeichnet sich ein Kopplungszentrum mit hohen negativen Korrelationskoeffizienten über dem Südosten des Mittelmeerraums ab - also mit einem zum Bodenniveau entgegengesetzten Vorzeichen. Dasselbe Muster geht aus der Korrelation des 250 hPa-Luftdruckfelds sowohl mit dem NINO3.4-Index als auch mit dem MOI-1000 hervor, für den letztgenannten Fall aber mit umgekehrtem Vorzeichen (Abb. 6.17b und Abb. 6.17d). Die Korrelationskarte zwischen AI-RI und dem 250 hPa-Luftdruckfeld im selben Saisonausschnitt (Juli-Oktober) besitzt ebenfalls eine große Ähnlichkeit zu den drei genannten Fernkopplungskarten (vgl. Abb. 6.17c).

Die mediterrane Bodendruckoszillation im Sommer ist in der Hochtroposphäre also von einer gleichsinnigen West-Ost-Luftdruckschwankung begleitet. Diese hochtroposphärische Druckschwankung repräsentiert gleichzeitig sowohl die ENSO-bedingte Luftdruckvariabilität des Großraums als auch den Variabilitätsanteil, der von der führenden Telekonnectionsmuster-Hauptkomponente erklärt wird. Im hier dargestellten positiven Modus von TP-PC 1 herrscht anomal niedriger Luftdruck in der Hochtroposphäre über dem Ostmittelmeerraum vor. Diese Luftdruckanomalien kennzeichnen eine östliche Lage des Westrands der Tibethöhenantizyklone und damit eine geringe Ausdehnung des Höhenhochs. Dementsprechend muss die Luftmassensubsidenz über dem Ostmittelmeerraum geringer als im Mittel ausfallen. Dadurch wiederum wird das Konvektionsgeschehen im bodennahen Hitzetief weniger stark gehemmt. Die einhergehen-

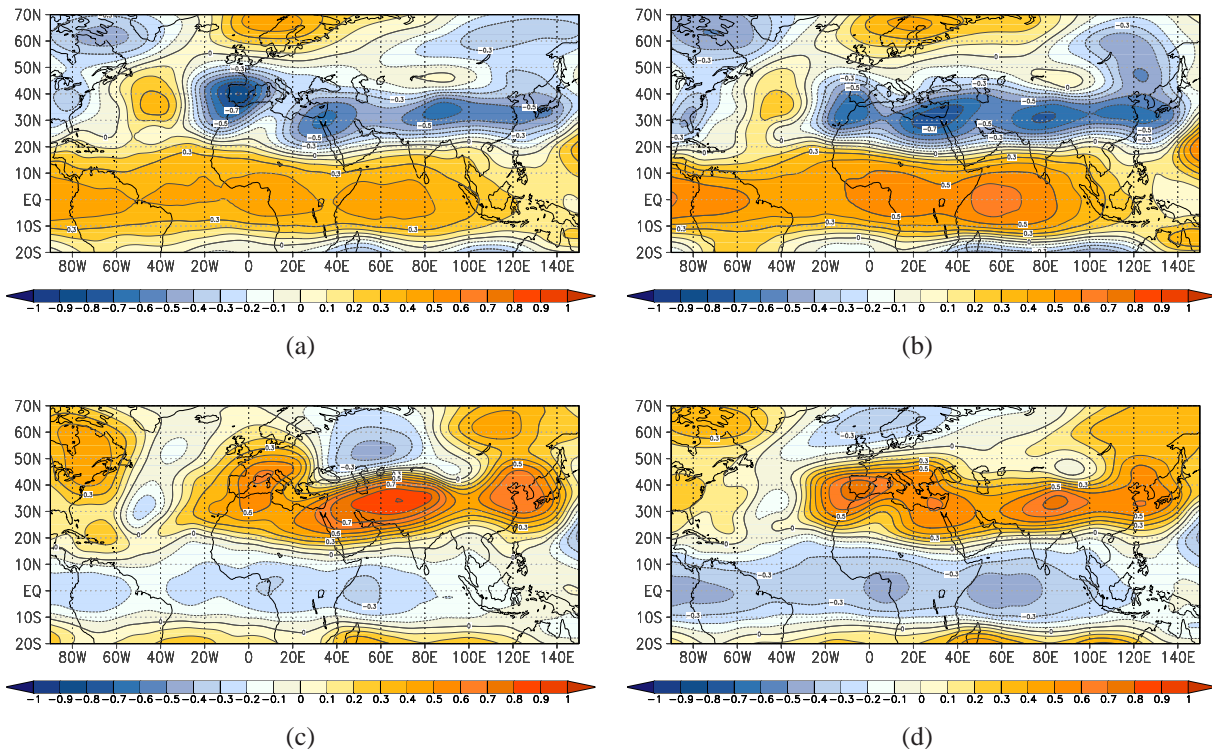


Abb. 6.17: Korrelationskarten zwischen dem 250 hPa-Luftdruckfeld und dem Iberienniederschlag (a), dem NINO3.4- (b), dem AIR- (c) bzw. dem MOI-1000-Index (d) im Juli-Oktobermittel. Der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen.

den bodennahen Hochdruckanomalien können nun über den *Monsoon-Desert-Mechanismus* (Rodwell & Hoskins 1996, 2001) erklärt werden: aus gesteigerten Konvektionsaktivitäten im regionalen Hitzetief resultiert ein erhöhter Bewölkungsgrad. In Folge dessen verringern sich die Ausstrahlungsverluste und die einhergehende Abschwächung des Bodentiefs findet in bodennah höheren Luftdruckwerten ihren Ausdruck. In einer solchen Prozesskette werden die Hochdruckanomalien im persisch-arabischen Hitzetief vielmehr als Folge bzw. als Begleitumstand und nicht als Ursache von positiven ostmediterranen Niederschlagsanomalien gewertet. Zusammenfassend lässt sich zum sommerlichen west-östlichen Luftdruckdipol des Mittelmeerraums Folgendes formulieren: der Luftdruckdipol im 1000 hPa-Niveau findet keine Entsprechung im 500 hPa-Niveau. Er zeigt einen starken statistischen Zusammenhang zur Variabilität der El Niño-Southern Oscillation und des indischen Sommermonsuns. Gleichzeitig werden weder mit dem Index der Arktischen Oszillation (AO) noch mit dem der Nordatlantischen Oszillation signifikante Korrelationen in den hier diskutierten Saisonabschnitten beobachtet. Im Niederschlagsfeld ist die mediterrane Bodenoszillation nicht wie im Winter, wo sie als NAO-

Manifestation betrachtet wird, von einem West-Ostgegensatz, sondern von gleichsinnigen Anomalien begleitet. Und auch in der Hochtroposphäre ist ein gleichsinniges Anomalienmuster über dem West- und Ostmittelmeerraum zu beobachten.

Es ist darüber nachzudenken, ob der MO-Index im Bodenniveau als Möglichkeit betrachtet werden kann, die ENSO/ISM-Variabilität, die sich im Mittelmeerraum veräußert, „vor Ort“ zu beschreiben. Das birgt einerseits das Potential, höhere Variabilitätsanteile des mediterranen Niederschlags auf die Variabilität der El Niño-Southern Oscillation bzw. des Indienmonsuns zurückzuführen. Andererseits werden so möglicherweise Kopplungen sichtbar, die in der direkten Korrelation mit dem NINO3.4- oder dem AIRI im statistisch nicht-signifikanten Bereich liegen.

6.2.6 Zusammenfassende Diskussion der Kopplungsmechanismen

Die führende Telekonnektionsmuster-Hauptkomponente repräsentiert den gemeinsamen ENSO-/Indienmonsuneinfluss auf die Niederschlagsvariabilität des Mittelmeerraums im Übergang vom Sommer zum Herbst. Am stärksten ist der Niederschlag der iberischen Halbinsel positiv mit diesem Telekonnektionsmodus gekoppelt. Gleichzeitig manifestiert sich für diese Niederschlagsregion mit der NINO3.4-Variabilität ein kovariater Schwankungsanteil von bis zu 50 % Prozent in den Mehrmonatsmitteln des Sommer/Herbstübergangs. Neben Iberien ist die südwestliche und die östliche Mediterranregion betroffen. Im Sommer-/Herbstniederschlag Algeriens, Libyens, Nordmauretaniens, Israels und Saudi Arabiens zeigt sich dasselbe Signal in zum Teil vergleichbarer Höhe. Die Zusammenhänge mit der Variabilität des indischen Sommermonsuns sind negativer Natur und fallen für die meisten der genannten Niederschlagsregionen schwächer aus. Eine Ausnahme stellt der Zentralmittelmeerraum dar (Balkan, Zentral-MED), für den sich ein statistisch signifikanter Zusammenhang nur mit der Variabilität des indischen Sommermonsuns und nicht mit der der El Niño-Southern Oscillation nachweisen lässt. Die Ursache ist in der unterschiedlichen regionalen Ausprägung der Niederschlagsanomalien in anomal positiven und negativen Jahren zu suchen. Im zentralnördlichen Mittelmeerraum zeichnen sich Nicht-Linearitäten in der Verteilung ab: intensiveren Negativanomalien auf größerem Raum in La Niña/ISM(+)-Jahren steht keine vergleichbare Situation in der gegensätzlichen Phase gegenüber. Die ENSO-/ISM-bedingte Variabilität des nordöstlichen Azorenhochausläufers scheint nicht der einzige Steuermechanismus der regionalen Niederschlagsverteilung zu sein. Großflächige Hochdruckanomalien, die sich in El Niño/ISM(-)-Jahren im gesamten östlichen Teil des Luftdruckfeld-Untersuchungsgebiets zwischen Indischem Ozean und Fennoskandien manifestieren, wirken sich auch auf das Gebiet der Balkanregion aus und mindern den Kontrast zur Azorenhoch-abhängigen Hochdrucksituation der gegenteiligen Anomaliejahre. Für die westmediterranen Niederschlagsanomalien hingegen scheint vielmehr der südöstliche Azoren-

hochausläufer von Bedeutung zu sein. Dieser tritt in La Niña/ISM(+)-Jahren verstärkt und in El Niño/ISM(-)-Jahren abgeschwächt in Erscheinung. Letztgenannte Situation führt zu positiven Niederschlagsanomalien wohl in Folge verstärkter Konvektionsaktivität oder gesteigerter Zyklogenese über dem westlichen Mittelmeer. Für den Ostmittelmeerraum ergeben sich Niederschlagsanomalien mit demselben Vorzeichen wie im West- und im Zentralmittelmeerraum, obwohl das bodennahe Variationszentrum des ENSO-/ISM-Modus ein zur westmediterranen Kopplungsregion entgegengesetztes Vorzeichen aufweist. Um diesen Sachverhalt zu klären, müssen die regionalen Zirkulationsanomalien der Hochtroposphäre miteinbezogen werden. Diese wiederum tragen dasselbe Vorzeichen wie die westmediterranen hochtroposphärischen Luftdruckanomalien. Demnach manifestiert sich zwischen Nieder- und Hochtroposphäre über der Ostmediterranregion ein Vorzeichenwechsel in der Kopplung, durch den der Zusammenhang zum ostmediterranen Niederschlag wie folgt erklärt werden kann: in anomal positiven Jahren des ENSO/ISM-Modus bzw. in Jahren mit einem sich entwickelnden El Niño-Ereignis und während eines schwachen indischen Sommermonsuns schwächen Negativanomalien im hochtroposphärischen Druckfeld über dem östlichen Mittelmeerraum die subsidenten Luftmassenbewegungen ab. In Folge dessen führen verstärkt konvektive Niederschlagsaktivitäten im persisch-arabischen Hitzetief zu den beobachteten positiven Niederschlagsanomalien. Der einhergehende höhere Bewölkungsgrad reduziert im Kontext des *Monsoon-Desert*-Mechanismus (Rodwell & Hoskins 1996, 2001) die Ausstrahlungsverluste und mündet in die beobachteten, bodennahen Luftdruckanomalien. Diese wiederum verschärfen den Luftdruckgradienten zum westlichen Mittelmeerraum, wo gleichzeitig negative Druckanomalien vorherrschen. Die mediterrane Oszillation im Bodenniveau, als Differenz der Luftdruckanomalien zwischen West- und Ostmittelmeerraum, spiegelt diesen Zusammenhang wider. Sie ist im 1000 hPa hoch mit ENSO und dem Indienmonsun korreliert. Sowohl die geschilderte Dynamik im Hitzetief des Nahen Ostens als auch die ENSO/ISM-gekoppelte räumliche Variabilität des Azorenhochs bewirken diesen Zusammenhang. Im 500 hPa-Niveau hingegen wird keine statistisch signifikante Korrelation zwischen den tropischen Telekonnektions-Indizes und der Mediterranen Oszillation gefunden. Hier konnte gezeigt werden, dass die Luftdruckverhältnisse über dem West- und Ostmittelmeerraum in diesem Druckniveau auf Grund des Vorzeichenwechsels zwischen Boden- und Höhenluftdruckfeld unkorreliert sind. Der mediterrane Oszillations-Index im 1000 hPa-Niveau ist mit dem Sommer bzw. Sommer/Herbst-Niederschlag einzelner Regionen im West-, Zentral- und Nordmittelmeerraum noch höher korreliert als mit dem NINO3.4- oder AIR-Index. Auf Grund der hohen Kovariabilität zwischen dem MOI-1000 einerseits und dem ENSO- bzw. Indienmonsunindex andererseits veräußert sich in den MOI-1000-Niederschlagskopplungen auch die mediterrane ENSO- und ISM-Variabilität „vor Ort“.

Auf potenzielle Kopplungen des ENSO-/ISM-Modus mit den beiden westafrikanischen Mon-

sunindizes wurde hier nicht näher eingegangen. Die Ladungsmuster auf den WASI-Index und auf die Niederschlagsregionen am Südsaum indizieren für den zeitlichen Auftrittsschwerpunkt im Sommer negative Ladungen in einer Größenordnung von $|r| = 0.70$. Wie im nächsten Kapitel ausgeführt wird, kann die Zugehörigkeit zu einem TP-PC-Muster zwar auch über die negativen Ladungen geschehen. Da aber eine weitere Hauptkomponente extrahiert wurde, die die WAGI/WASI-Sommervariabilität über positive Ladungen widerspiegelt, werden die Kopplungen zwischen Mittelmeerniederschlag und den westafrikanischen Monsunindizes an dieser Stelle erläutert.

Die hier herausgearbeiteten Ergebnisse, die den Einfluss des ENSO/ISM-Modus auf das mediterrane Niederschlagsfeld beschreiben, decken sich für den ENSO-Anteil in der räumlichen Repräsentanz und in der Phasenübereinstimmung gut mit den Resultaten von Ropelewski & Halpert (1987), Kiladis & Diaz (1989), Stockdale et al. (1998), Vicente-Serrano (2005) und vor allem mit der Arbeit von Mariotti et al. (2005). Die Hauptautorin der letztgenannten Studie findet ebenfalls großräumig positive Korrelationen zwischen dem eurasisch/mediterranen Herbstniederschlag und dem NINO3.4-Index in vergleichbarer Höhe wie die hier herausgearbeiteten. Dass die gefundenen Kopplungen zwischen NINO3.4-Index und den regionalen mediterranen Niederschlagsindizes in den hier durchgeführten Analysen sehr hoch ausfallen, kann darauf zurückzuführen sein, dass der Untersuchungszeitraum von 1951 bis 1999 die Intensivierungsphase der ENSO seit dem *Climate Shift* einschließt. Rodo et al. (1997) beispielsweise argumentieren so im Hinblick auf die von ihnen eruierten Zusammenhänge zwischen iberischem Frühjahrs-Niederschlag und der ENSO-Variabilität des voranschreitenden Winters. Denkbar wäre auch, dass sich der regionale ENSO-Einfluss bereits in der ganzjährigen, interannuellen Niederschlagsregionalisierung, wie sie in Kapitel 3.1.1 erläutert wurde, manifestiert hat. Diese Hypothese rührt aus dem Ergebnisvergleich mit der Studie von Mariotti et al. (2005): in ihrer Darstellung ist das von ihr ausgewiesene Gebiet des mediterranen ENSO bzw. NINO3.4-Zusammenhangs nicht in Subregionen unterteilt (s. Mariotti et al. 2005, S. 513, Abb. 1a). Vergleicht man die Grenzen einzelner hier definierter Niederschlagsregionen mit der regionalen Differenzierung der NINO3.4-Korrelationsbeträge in der Mariotti-Arbeit, dann fallen Übereinstimmungen auf: z.B. die Zuordnung der marokkanischen Küste zur iberischen Niederschlagsregion - beides sind Teilregionen maximaler Korrelationskoeffizienten. Oder die starke nordostwärtige Ausdehnung der Niederschlagsregion Israel über Syrien hinweg ins Landesinnere hinein - ebenfalls ein relativ homogener Teilraum hoher Korrelationsbeträge. Möglicherweise hat sich der einflussreiche großräumige ENSO/ISM-Variabilitätsmodus, der durch TP-PC 1 repräsentiert wird, bereits in der teilräumlichen Differenzierung der dynamisch-basierten Niederschlagsregionalisierung bemerkbar gemacht und letztendlich ENSO-/ISM konditionierte

Raumeinheiten geschaffen, die auf die interannuellen Schwankungen dieses Variabilitätsmodus zugeschnitten sind und die deshalb eine hohe Kovariabilität mit dem NINO3.4-Index aufweisen. Möglicherweise ist in den zu Grunde liegenden mediterranen Raumeinheiten auch die Ursache dafür zu suchen, weshalb sich der stärkste ENSO-Zusammenhang zum mediterranen Niederschlag im Herbst und nicht wie in anderen Studien zum mediterranen Niederschlag im Frühjahr veräußert (vgl. Rodo et al. 1997). Eine potentielle weitere Ursache für die ermittelten deutlichen Signale kann auch in der standardmäßigen Anwendung der Hochpassfilterung zu suchen sein, die „störende“ Langfristschwankungen aus der Betrachtung der Zusammenhänge ausklammert.

Die Auswirkungen des Indienmonsuns auf die Klimavariabilität des Mittelmeerraums wurden bislang zumeist an mediterranen Zirkulationsvariablen festgemacht (Rodwell & Hoskins 1996, Raichich et al. 2003, Ziv et al. 2005). Die zu Grunde liegenden Theorien über mögliche Wege der Einflussnahme lassen sich auf die hier herausgearbeiteten Zusammenhänge mit der mediterranen Niederschlagsvariabilität übertragen. Mit dem *Monsoon-Desert*-Mechanismus (Rodwell & Hoskins 1996, 2001) beispielsweise, mit dem bereits argumentiert wurde, können die Zusammenhänge zwischen dem ENSO/ISM-Modus und den ostmediterranen Niederschlagschwankungen erklärt werden. Demnach resultiert aus den ENSO/ISM-bedingten hochtroposphärischen Tiefdruckanomalien (Hochruckanomalien) ein abgeschwächter (verstärkter) vertikaler Luftmassenabstieg über der östlichen Mediterranregion. Die einhergehenden gesteigerten (abgeschwächten) Konvektionsaktivitäten im bodennahen persisch-arabischen Hitzetief führen einerseits zu positiven (negativen) ostmediterranen Niederschlagsanomalien und andererseits zu einem erhöhten (reduzierten) Bewölkungsgrad. Im Kontext des *Monsoon-Desert*-Mechanismus werden Ausstrahlungsverluste reduziert (intensiviert), was durch bodennahe Hochdruckanomalien (Tiefdruckanomalien) angezeigt wird. Die einhergehenden Luftdruckschwankungen im Bodendruckfeld modifizieren (Intensivierung/Abschwächung) den Druckgegensatz zum Westmittelmeerraum. Diese Situation zeichnet sich - in Ergänzung mit gleichzeitig vorherrschenden gegensätzlichen Luftdruckanomalien im Westmediterraneanraum - im Index der bodennahen mediterranen Oszillation ab und erklärt die signifikanten Korrelationen mit den beiden tropischen Telekonnektions-Indizes (NINO3.4, AIRI). Das Konzept der *Mediterranean Oscillation* wird durch dieses Ergebnis vervollständigt: die gegensätzlichen Bodenluftdruckanomalien zwischen West- und Ostmittelmeerraum, für die in den Sommermonaten bislang eine Erklärung ausstand (Palutikof 2003), lassen sich auf die übergreifenden großskaligen Einflüsse der ENSO und des Indiensommermonsuns zurückführen.

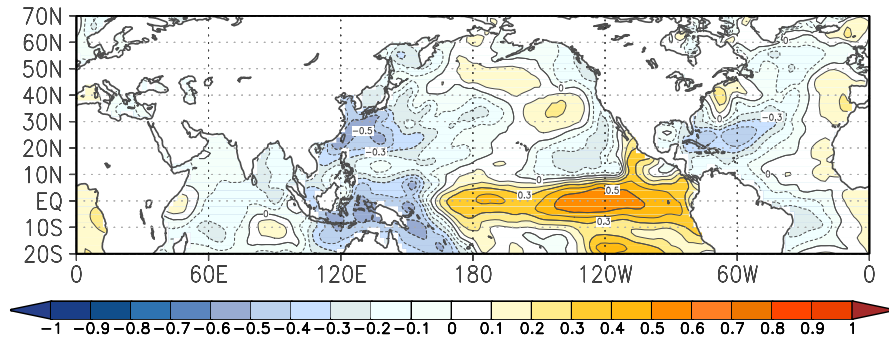
Widersprüche treten allerdings auf, vergleicht man den ENSO/ISM-Modus mit dem von Ding & Wang (2005) definierten *Circum Global Teleconnection Pattern* (CGT) - einer sommerlichen Luftdruck-Telekonnektion, die primär mit interannuellen Luftdruckanomalien im Zuge des

indischen Sommermonsuns und der ENSO erklärt wird. Das in dieser Publikation beschriebene Muster gleicht optisch nicht dem Fernkopplungsmuster des hier extrahierten ENSO/ISM-Modus. Eine weitere Differenz stellt der stärkere Zusammenhang des CGTs zur Variabilität des Indienmonsuns und der nicht robuste zur El Niño-Southern Oscillation dar. Genau entgegengesetzt verhält sich der am stärksten vom ENSO/ISM-Modus betroffene, westmediterrane Niederschlag, mit dem sich die stabileren Zusammenhänge mit der ENSO- als mit der ISM-Variabilität herstellen lassen.

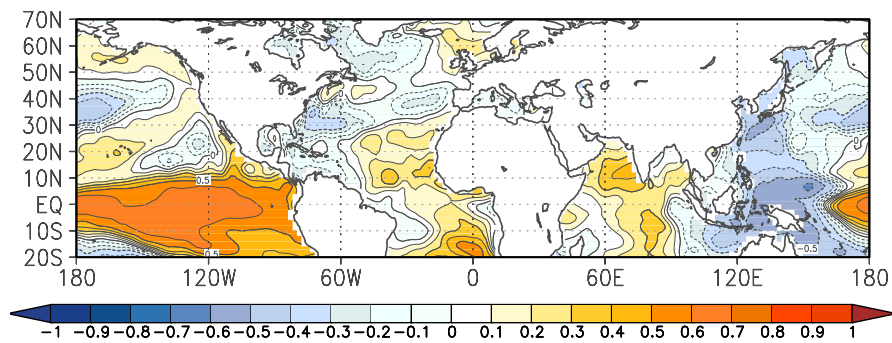
Daneben finden sich aber auch einige Übereinstimmungen, wie zum Beispiel im gemeinsamen zeitlichen Auftrittsschwerpunkt oder auch in der Tatsache, dass sowohl das CGT als auch der ENSO/ISM-Modus mit beiden Größen, der ENSO und dem Indienmonsun, in Verbindung gebracht werden können. Weiterhin stellen Ding & Wang (2005) für den positiven CGT-Modus negative Niederschlagsanomalien in Europa fest, die auch den westlichen Mittelmeerraum erfassen. Diese Beobachtungen decken sich mit den mediterranen Niederschlagsanomalien im Zusammenhang mit dem ENSO/ISM-Modus. Und auch in den tropischen Meeresoberflächentemperaturen hinterlassen die beiden Modi ähnliche Signaturen. Die Verbindung zur *El Niño-Southern Oscillation* stellen die Autoren u.a. über die CGT-Korrelation mit den pazifischen SSTs her. Sie erhalten die typische äquatoriale bandförmige Korrelationsregion im Einzugsgebiet der ENSO-bedingten SST-Erwärmung bzw. Abkühlung, die im Ostpazifik von einer hufeisenförmigen Kopplungsregion mit entgegengesetztem Vorzeichen umgeben wird (vgl. Ding & Wang 2005, S.3849, Abb. 4d). Auf Abbildung 6.18 sind zeitlich vergleichbare Korrelationskarten zwischen dem iberischen Niederschlag (Juli-Oktober) und den nordhemisphärischen und tropischen Meeresoberflächentemperaturen dargestellt. Verglichen mit den SST-Korrelationen in der Arbeit von Ding eröffnet sich im Zentralpazifik ein deckungsgleiches Bild mit signifikanten Korrelationskoeffizienten in der ENSO-relevanten Ozeanregion, das sich alleine in den Vorzeichen unterscheidet. Die umgekehrten Vorzeichen in den SST-Korrelationen sprechen dafür, dass der ENSO/ISM-Modus und das CGT in entgegengesetzten Moden vorliegen. Möglicherweise ist das die Ursache für die Abweichungen zwischen den Fernkopplungsmustern. Denkbar wäre auch, dass die unterschiedliche Berechnungsweise zu Buche schlägt. Während der ENSO/ISM-Modus die Ausprägung und Lage der Variationszentren in Relation zu den mediterranen Niederschlagsschwankungen definiert, gibt das CGT als empirische Orthogonalfunktion des Höhenluftdruckfelds einen luftdruckinternen Variabilitätsmodus wieder. Das könnte bei nicht-linearen Zusammenhängen eine weitere Quelle für die Differenzen zwischen den Kopplungsmustern sein.

Aus den hier durchgeführten Analysen geht hervor, dass die Niederschlagsvariabilität im Westmittelmeerraum einen größeren gemeinsamen Schwankungsanteil mit der pazifischen Meeres-

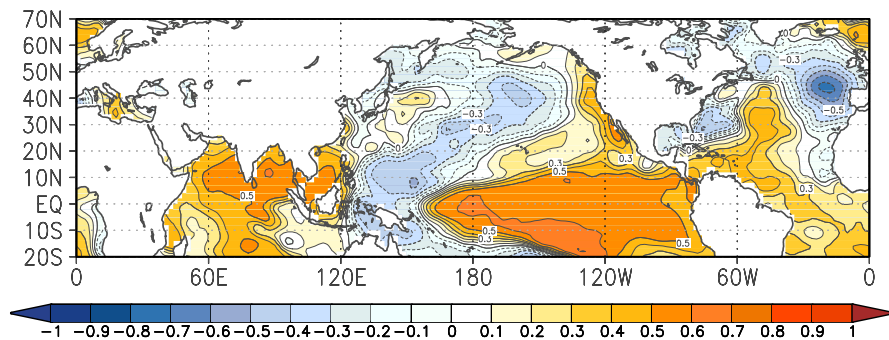
oberflächentemperatur als mit dem Niederschlag auf dem indischen Subkontinent aufweist. Das wird auch deutlich in der ENSO-relevanten Korrelationsregion, die in der Korrelationskarte zwischen Iberienniederschlag und den nordhemisphärischen und tropischen SSTs hervortritt (vgl. 6.18). Dieser Erkenntnis zu Folge ließen sich auch die von Raichich et al. (2003) gefundenen und in ihrer Ursache ungeklärten, zeitversetzten Zusammenhänge zwischen dem Indienmonsun-niederschlag im Sommer und dem westmediterranen Bodenluftdruckfeld im Herbst einordnen. Die Schwankungen in der räumlichen Variabilität und der Intensität des Azorenhochs über dem Westmittellmeerraum, die sich sowohl in Anomaliejahren der ENSO als auch des Indienniederschlags manifestieren und die als Ursache der westmediterranen ENSO/ISM-bedingten Niederschlagsanomalien diskutiert wurden, liefern eine zirkulationsdynamische Erklärung für die (auch) von Raichich et al. (2003) gefundenen *time-lag* Beziehungen zwischen Indiensommerniederschlag und westmediterrane Bodenluftdruckfeld. Als Anhaltspunkt für eine potenzielle ENSO/ISM-bedingte Ursache der skizzierten Azorenhochvariabilität findet sich im ENSO/ISM-Fernkopplungsmuster nur ein einziger: die Luftdruckanomalien im Bereich der gesamten tropischen Troposphäre. Sie sind nach Diaz et al. (2001) Ausdruck für die gesamt tropische Erwärmungs- bzw. Abkühlungstendenz der Hochtroposphäre während El Niño- bzw. La Niña-Ereignissen. Mit der einhergehenden Variation des tropisch-außertropischen Luftdruckgradienten, so lässt sich spekulieren, könnten Lage- und Intensitätsanomalien im Subtropenjet die Ausdehnung und die Intensität der atlantischen Hochdruckzelle maßgeblich beeinflussen. Über die Persistenz der ENSO-Telekonnektion, die im Falle sich entwickelnder ENSO-Events eine Intensivierung der tropischen Temperaturanomalien im fortschreitenden Herbst bzw. Winter erwarten lässt, kann ein kontinuierlicher Signaltransport des gemeinsamen ENSO/ISM-Signals in den Westmittellmeerraum auch zeitverzögert auf die indischen Sommermonsunniederschläge hin stattfinden.



(a)



(b)



(c)

Abb. 6.18: Korrelationskarten zwischen der iberischen Niederschlagsvariabilität im Juli-Oktobermittel und den nordhemisphärischen und tropischen Meeresoberflächentemperaturen im April-Juli (a), Juli-Oktober (b) und Oktober-Januar (d). Der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen.

6.3 TP-PC 2: SCAND/WAGI-Modus

6.3.1 Das Fernkopplungsmuster

Das zweitwichtigste Niederschlags-Telekonnektionsmuster mit einem Gesamtvarianzerklärungsanteil von 12% ist ein Frühjahrs muster. Es steht mit der Variabilität der außertropischen Telekonnektion des *Scandinavia Patterns* in Verbindung und repräsentiert gleichzeitig auch Fernkopplungseigenschaften des Westafrika-Guineaniederschlags.

Die repräsentativen Korrelationskarten sind die der Niederschlagsregion Zentral-MED im 4-monatigen Saisonabschnitt Februar-Mai. Auf Abbildung 6.19 sind sie für das 500 hPa- und 1000 hPa- Niveau dargestellt. Zwei dominante Kopplungszentren treten im 500 hPa-Niveau auf (s. Abb. 6.19, li.): ein starkes negatives Primärkopplungszentrum über dem zentral-westlichen Mittelmeerraum mit Kernregion über Tunesien und ein Telekonnektionszentrum mit positivem Vorzeichen und Kerngebiet über Lappland. An letztgenanntes schließt ein weiteres (schwaches) positives Kopplungszentrum über dem zentralen Nordatlantik an. Diese Konfiguration der Positivzentren über dem nordhemisphärischen Atlantik erinnert stark an die des bereits diskutierten ENSO/ISM-Modus - mit dem Unterschied, dass das Zentrum am nördlichen Kartenrand in Betrag und Ausdehnung intensiviert ist. Im östlichen Teil des Untersuchungsraums werden

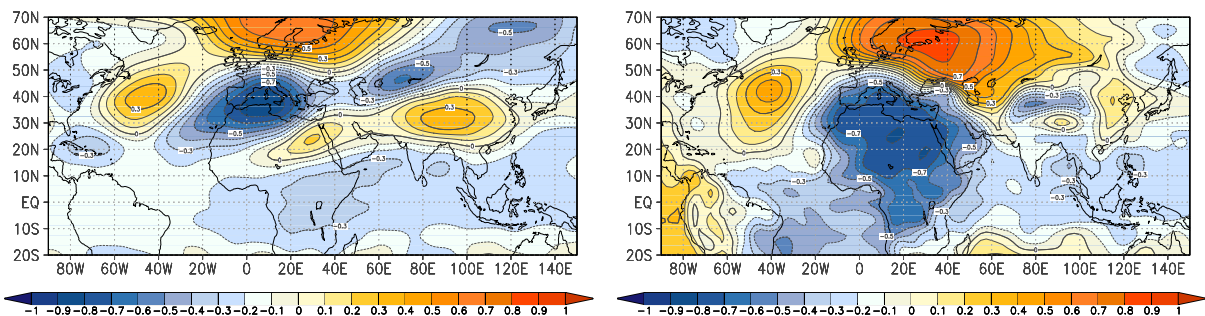


Abb. 6.19: Repräsentative heterogene TP-PC 2-Korrelationskarte der Niederschlagsregion Zentral-MED im Februar-Maimittel im 500 hPa-Niveau (li.) und 1000 hPa-Niveau (re.). Der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen.

ebenfalls Zentren, die auch im Fernkopplungsmuster der führenden TP-PC ausgebildet sind, nachgezeichnet. Statistisch signifikant sind allerdings lediglich das Negativzentrum östlich des Aralsees, das nordöstlich elongiert bis 70° Nord reicht und ein schwaches, positives Telekonnektionszentrum über Südostasien ($r \geq 0.40$), das in den höheren Troposphärenschichten (nicht gezeigt) stärker hervortritt. Die Koeffizienten im angedeuteten Positivzentrum über dem Südosten des Mittelmeerraumes bewegen sich im statistisch nicht signifikanten Bereich und werden

außer Acht gelassen. Die tropische Troposphäre des 500 hPa-Niveaus ist von schwach negativen Korrelationen über dem tropischen Atlantik, Indik und Westpazifik geprägt.

Das 1000 hPa-Niveau spiegelt in zentralen Teilen das Fernkopplungsmuster des 500 hPa-Niveaus wider. Erwähnenswert ist die weitläufigere Ausdehnung des mediterranen Primärkopplungszentrums mit negativem Vorzeichen. Es überspannt neben dem gesamten südlichen Mittelmeerraum das nordhemisphärische und zentrale Afrika und erstreckt sich über den afrikanischen Kontinent bis auf die Südhalbkugel. In tropischer Breitenlage schließen über den Ozeanen Bänder schwach negativer Korrelationen an. Über dem tropischen Südatlantik vor der brasilianischen Nordküste unterschreiten die Beträge die Schwelle von $r = -0.50$.

Das Kerngebiet ($r \geq 0.80$) des starken positiven Fernkopplungszentrum über Nordeuropa liegt über dem finnischen Meerbusen. In südöstlicher Richtung erstreckt es sich bis über das Kaspische Meer und den Aralsee. Auffällig ist, dass im 500 hPa-Niveau über dieser Region ein negatives Kopplungszentrum vorherrscht - möglicherweise ein Hinweis darauf, dass zumindest der südöstliche Rand des bodennahen skandinavischen Positivzentrums durch die Variabilität thermischer Prozesse verursacht wird, die auf die untere Troposphäre beschränkt bleiben. Das schwächere Positivzentrum über dem Nordatlantik stimmt in der räumlichen Ausdehnung mit der des 500 hPa-Niveaus überein und ist im Bodenniveau geringfügig stärker ausgeprägt ($r \geq 0.40$).

Es lässt sich zusammenfassen, dass die zweitwichtigste Telekonnectionsmuster-Hauptkomponente insgesamt vier Kopplungszentren auf sich vereinigt: das west-/zentralmediterrane Primärkopplungszentrum, ein damit stark negativ korreliertes Fernkopplungszentrum über dem Baltischen Schild und zwei schwächere Kopplungszentren über dem Nordatlantik (negativ mit dem Primärkopplungszentrum korreliert) und über der kasachischen Schwelle (positiv mit dem Primärzentrum gekoppelt), das nur im 500 hPa-Niveau auftritt und im 1000 hPa-Niveau von der Ausdehnung des positiven skandinavischen Kopplungszentrums unterwandert wird.

Im 500 hPa-Niveau wurden, vor allem in der Konfiguration der Positivzentren über dem Nordatlantik und Skandinavien, Ähnlichkeiten zum erläuterten ENSO/ISM-Modus festgestellt. Auch im ENSO/ISM-Kopplungsmuster treten in diesem Geopotentialniveau positive Fernkopplungszentren über dem Nordatlantik und über Fennoskandien auf. Der gewichtigste Unterschied zur hier diskutierten Telekonnectionsmuster-Hauptkomponente findet sich in der Intensität und räumlichen Ausdehnung des Skandinavien-Zentrums, das im TP-PC 2-Muster großräumiger und mit höherer Kopplungsintensität hervortritt. Eine weitere Parallele zum ENSO/ISM-Modus stellt das dominante westmediterrane Primärkopplungszentrum dar. Im hier diskutierten Fernkopplungsmuster ist die Kernregion aber stärker in den Zentralmittelmeerraum hinein verschoben.

ben und liegt demnach weiter östlich. Auch im Einzugsbereich der tropischen Troposphäre, die im ENSO/ISM-Modus umfassend und positiv korreliert war, manifestieren sich Korrelationsgebiete über Zentralafrika und dem tropischen Indik bzw. Westpazifik. Die konstituierenden Korrelationskoeffizienten liegen allerdings größtenteils im statistisch nicht signifikanten Bereich und unterscheiden sich im Vorzeichen von den vergleichbaren des ENSO/ISM-Modus.

6.3.2 Die raumzeitliche Variabilität

Eine Übersicht über die durch dieses Telekonnektionsmuster betroffenen Regionen und Saisonabschnitte bietet die regionsspezifische Darstellung des Ladungsmusters in Abbildung 6.20. Demnach werden die Fernkopplungsmuster des west- und zentralmediterranen Niederschlags durch die zweite TP-PC am besten repräsentiert. Die maximal positiven Ladungen ($r \geq 0.90$) erzielt der zentrale Mittelmeerraum (November-Juli) und Nordmauretanien (Januar-Mai). Insgesamt werden die höchsten Ladungen im ausgehenden Winter und beginnenden Frühjahr in der westlichen und zentralen, zum Teil aber auch in der östlichen und südlich-zentralen Mittelmeerraumregion verzeichnet, wie z.B. Israel ($r \geq 0.83$, Januar-Mai), Libyen, Ägypten und Nordtischad. Aus den Saisonabschnittsdiagrammen der genannten Regionen wird ein zweiter zeitlicher Auftrittsschwerpunkt mit positivem Vorzeichen im Spätherbst bzw. Frühwinter ersichtlich. Auf Grund der niedrigeren Ladungsbeträge auf diese Saisonabschnitte muss allerdings davon ausgegangen werden, dass dem zweiten TP-PC-Muster auch schlecht klassifizierbare Übergangsmuster zugeordnet werden, die durch den *Score* dieser Hauptkomponente noch am besten getroffen sind.

Auffällig sind die hohen negativen Ladungen auf meist längergemittelte Saisonabschnitte am südlichen Saum des Untersuchungsraums (Nordmali, Nordniger, Nordtischad) und der Südostküste des Mittelmeers (Libyen, Ägypten). Am Beispiel der 9-monatigen August-April-Korrelationskarten des Nordnigers, die mit $r = -0.73$ eine der maximal negativen Ladungsbeträge auf TP-PC 2 insgesamt erzielt, soll kurz sowohl das Potenzial von negativen Ladungen als Zuordnungsinstrument angesprochen sein als auch die Eigenschaften von längergemittelten Korrelationskarten beleuchtet werden.

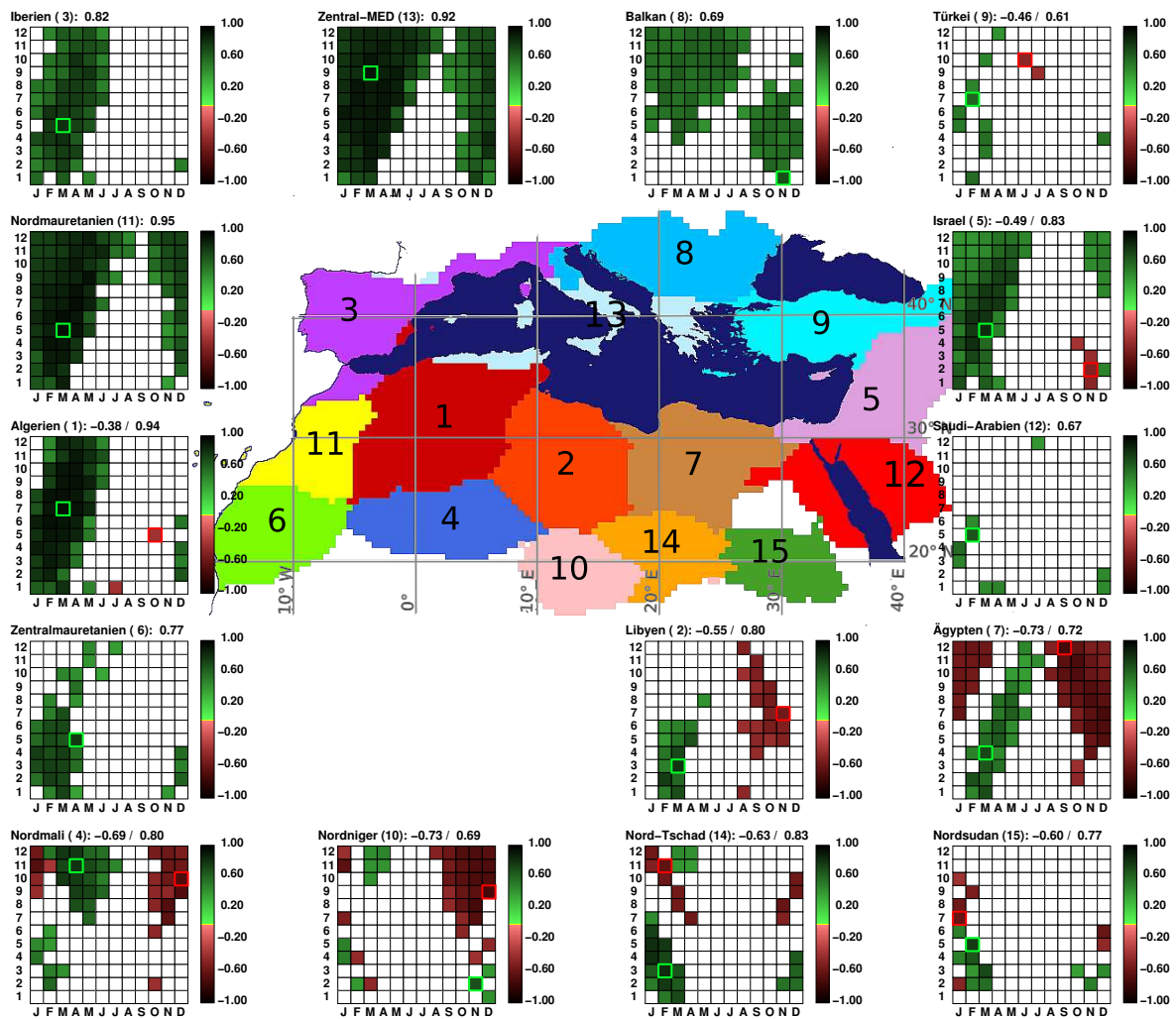


Abb. 6.20: Ladungen von TP-PC 2 auf die Saisonabschnitte der 15 mediterranen Niederschlagsregionen, dargestellt durch ein Saisonabschnittsdiagramm je Niederschlagsregion. Auf der y-Achse der Abschnittsdiagramme ist die Länge der Saisonabschnitte aufgetragen, die sich zwischen einem und zwölf Monaten bewegt. Auf der x-Achse befinden sich die Zentralmonate der insgesamt 144 Saisonabschnitte. Nur statistisch signifikante Ladungen ($\alpha = 0.001$) sind dargestellt. Die signifikanten Ladungen mehrmonatiger Saisonabschnitte sind zentriert eingetragen, z.B. für Februar-März auf der x-Achse an der Stelle des Februars (F) und z.B. für Februar-April auf der x-Achse an der Stelle von März (M). Die positiven Ladungen sind in Grüntönen, die negativen in Rottönen markiert. Die maximal positive Ladung ist durch ein grünes Quadrat, die maximal negative Ladung durch ein rotes Quadrat hervorgehoben. Gleichzeitig erscheinen die Zahlenwerte dieser beiden Ladungen in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme.

Abbildung 6.21 zeigt die dazugehörigen 500 hPa- und 1000 hPa-Korrelationskarten. Insgesamt eröffnet sich in diesem Beispiel ein Bild von sehr moderaten Korrelationsbeträgen: die stärksten Koeffizienten im 500 hPa-Niveau bewegen sich in einer Größenordnung von $|r| \geq 0.40$ und finden sich nur kleinräumig über Südwestiberien und nordöstlich des Aralsees (beide positiv) sowie über Pakistan und dem nördlichen Skandinavien (beide negativ). Dennoch werden, sowohl im 500 hPa- als auch im 1000 hPa-Niveau, alle Kopplungszentren der zweiten Fernkopplungsmuster-Hauptkomponente, jeweils mit umgekehrtem Vorzeichen, lagegetreu nachgezeichnet (vgl. Abb. 6.19). Das erlaubt, auch die negativen Ladungen zur Gruppierung auf die entsprechenden TP-PC-Scores heranzuziehen.

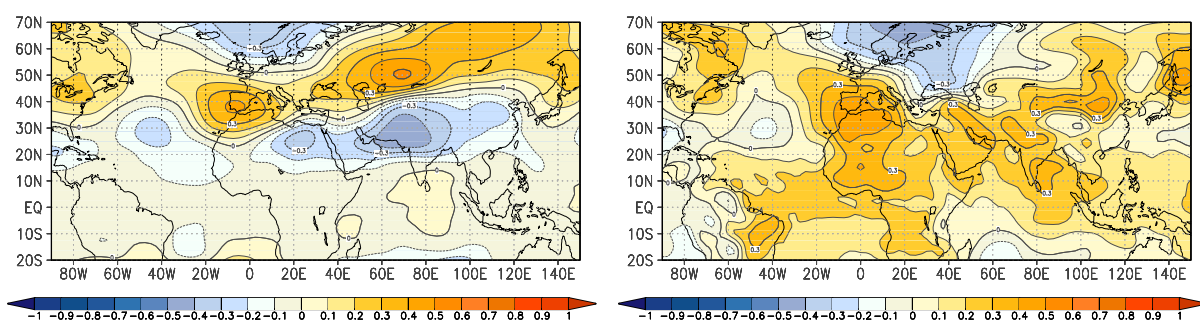


Abb. 6.21: Heterogene Korrelationskarten zwischen dem Niederschlag im Nordtschad (August-Aprilmittel) und dem Luftdruckfeld des 500 hPa-Niveaus (li.) bzw. 1000 hPa-Niveaus (re.). Positive Korrelationskoeffizienten sind in Gelb- und Rottönen dargestellt, negative in Blautönen. Die Isolinien verdeutlichen die Stärke der Korrelationskoeffizienten im Abstand von 0.1.

Ursache für die durchwegs niedrigen Korrelationskoeffizienten in den Nordniger-Karten können die saisonale Mittelung und/ oder die Lage der Niederschlagsregion in Relation zu den TP-PC Fernkopplungszentren sein. Einerseits liegt mit dem 9-Monatsmittel ein sehr langer Saisonabschnitt vor. Einzelmonatlich unterschiedliche Korrelationsbeträge und -richtungen können deshalb zur Abschwächung oder Auslöschung von Kopplungsregionen führen. Andererseits liegt der Nordniger möglicherweise nicht im unmittelbaren Einflussbereich der TP-PC-Kopplungszentren. Denkbar wäre auch, dass die regionale Niederschlagsvariabilität durch kleinskaligere Einflüsse (z.B. Konvektionsniederschläge) entscheidender als durch die großskalige Zirkulationsdynamik geprägt ist.

6.3.3 Die Zirkulationsdynamik und das regional differenzierte Niederschlagsverteilungsbild

Auf den Kompositen in Abbildung 6.22 ist die Luftdruckfeldkonfiguration in anomal positiven und negativen Jahren der zweitgewichtigsten Telekonnectionsmuster-Hauptkomponente dargestellt. Am augenfälligsten ist die gegenläufige Ausdehnung des Azorenhochs und der sibirischen

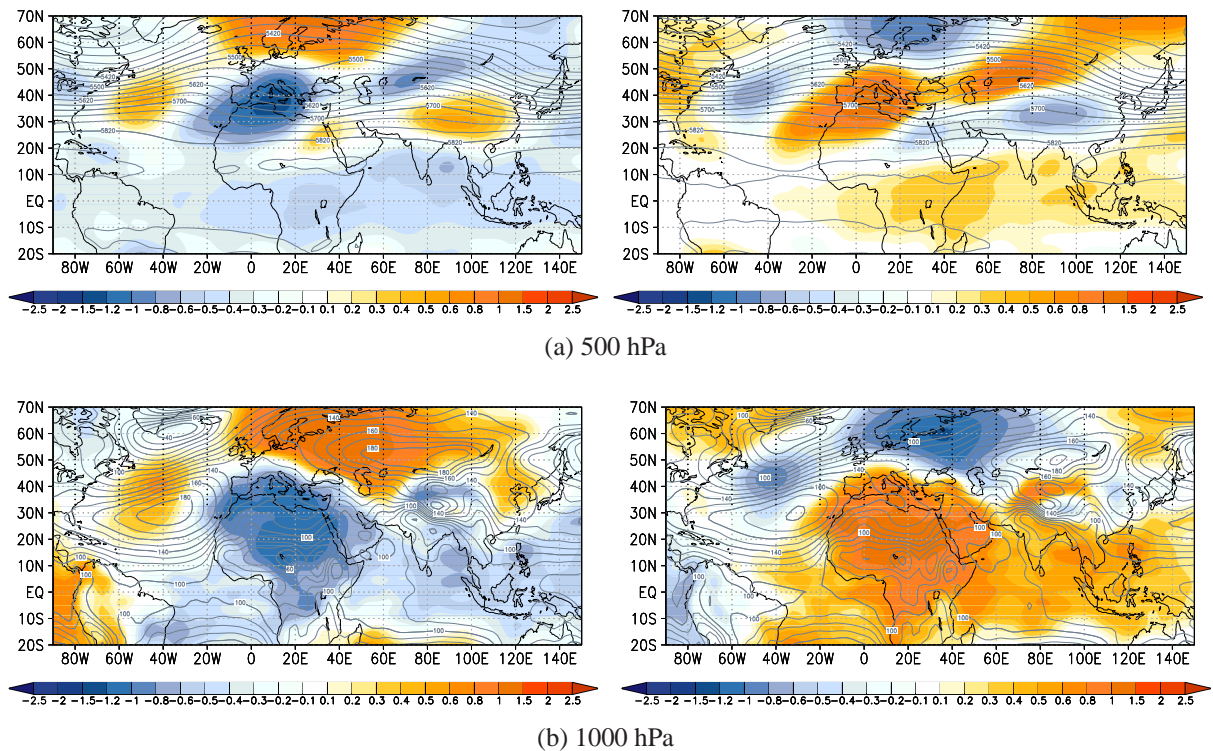


Abb. 6.22: Absolute Topographie (Linien) und zeitliche Anomalien (Farbe) der geopotentiellen Höhen des 500 hPa- (a) und 1000 hPa- (b) Niveaus in positiven (li.) und negativen (re.) Anomaliejahren der Niederschlagsregion Zentral-MED im Februar-Maimittel.

schen Kälteantizyklone: aus der absoluten Topographie der 1000 hPa-Fläche wird ersichtlich, dass in den anomal positiven Jahren die Ausdehnung der westmediterranen Hochdruckzelle auf den Atlantik beschränkt bleibt, während das Sibirische Kältehoch weit nach Westen vorstößt und kontinentale Hochdruckanomalien vom Schwarzen über das Kaspische Meer bis Skandinavien verursacht (s. Abb. 6.22b, li.). Über annähernd dem gesamten Mittelmeerraum erstreckt sich eine Tiefdruckanomalie (1000 hPa-Niveau), die weit in den nordafrikanischen Kontinent hineinreicht. Die Ausbildung beider Hochdruckzellen in den negativen Anomaliejahren unterscheidet sich davon wesentlich (s. Abb. 6.22b, re.): dann ragt ein nordöstlicher Ausläufer des Azorenhochs bis in den zentralen Mittelmeerraum und Mitteleuropa hinein, während die Sibirische Antizyklone weit östlich zurückgezogen erscheint und mit ihrer Westgrenze nur in

etwa an die Ostküste des Kaspischen Meeres heranreicht. Über Südiberien und Nordmarokko ist außerdem ein starker südöstlicher Ausläufer der atlantischen Hochdruckzelle zu sehen. Der westliche und zentrale Mittelmeerraum sind auf Grund dieser Zirkulationssituation verstärktem Hochdruckeinfluss ausgesetzt.

Im 500 hPa-Niveau überspannt in anomal negativen Niederschlagsjahren der Azorenhochdruckrücken die bodennahen Ausläufer bis in den zentralöstlichen Mittelmeerraum. (Abb. 6.22a, re.). Im Gegensatz dazu liegt in den Jahren mit positiven Niederschlagsanomalien die südwestlich geneigte Achse des Azorenhochrückens ca. 10° westlich der Iberischen Halbinsel (Abb. 6.22a, li.). Über der zentral-westlichen bis zentralen Mediterranregion ist dann ein markanter Tiefdrucktrog ausgeprägt. Zwischen Island und Ostfinnland erstreckt sich außerdem eine markante Hochdruckanomalie. In Ergänzung mit dem 1000 hPa-Komposit dieser Jahre kann das starke nordwestwärtige Vorstoßen der Sibirischen Antizyklone als Ursache hierfür betrachtet werden. Das negative Primärkopplungszentrum über dem zentralen Mittelmeerraum lässt sich, diesem Bild nach zu urteilen, durch die Variabilität in der Auftrittshäufigkeit eines zentralmediterranen Trogos begründen, der in negativ anomalen Jahren durch nord- und südöstliche Hochdruckvorstöße des Azorenhochs in den Mittelmeerraum und nach Zentraleuropa hinein abgelöst wird. Das positive Fernkopplungszentrum über Fennoskandien ist sowohl durch den nordwestwärtigen Vorstoß der Sibirischen Antizyklone verursacht als auch durch ein damit verbundenes Blockieren östlich ziehender atlantischer Frontalzyklonen, die nach Norden hin ausgelenkt werden.

Vor allem in der Niederschlagsvariabilität des zentralen Mittelmeerraumes sollten die beschriebenen Zirkulationsanomalien zum Ausdruck kommen. Die mittleren Anomalien im hochaufgelösten Niederschlagsfeld der anomal positiven und negativen Jahre der zweiten TP-PC bestätigen das (vgl. Abb. 6.23). In positiven Anomaliejahren treten Niederschlagszugewinne in

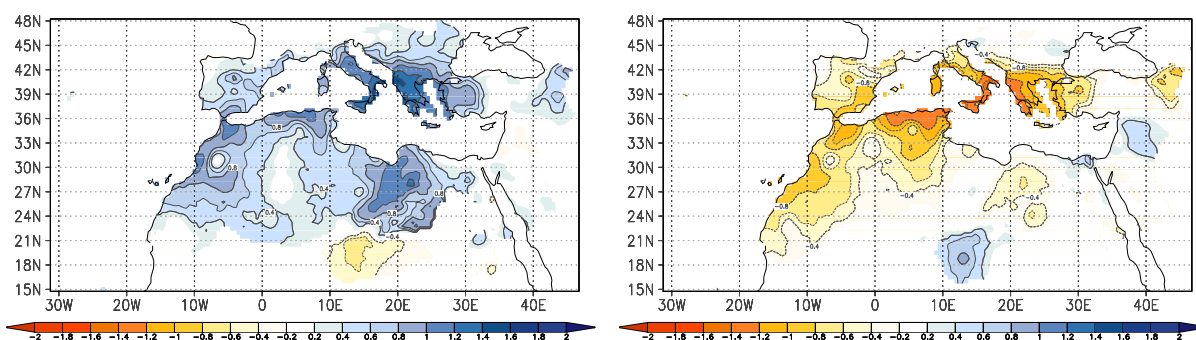


Abb. 6.23: Mittlere standardisierte Niederschlagsanomalien im Mittelmeerraum in anomal positiven (li.) und anomal negativen (re.) Jahren der Niederschlagsregion Zentral-MED im Februar-Aprilmittel. Blaue Farben markieren Positiv-, gelbe und rote Farben markieren Negativanomalien.

Italien, Griechenland und der Osttürkei auf - mit maximalen Anomaliebeträgen an der Sohle des italienischen Stiefels und der Albanischen Küste. Hohe Anomaliebeträge finden sich außerdem in der südwestlichen (Algerien, Nordmauretanien) und der südlich-zentralen Mediterranregion (Libyen, Ägypten). Schwache negative Niederschlagsanomalien kennzeichnen die Regionen des Nordnigers. Ein umgekehrtes Bild eröffnet der negative Niederschlagskomposit, in dem dieselben Regionen Anomalien mit umgekehrtem Vorzeichen erfahren. In beinahe allen Anomalieregionen ist ein linearer Zusammenhang ersichtlich - lediglich in Ägypten und dem Nordniger werden im positiven Fall höhere Anomaliebeträge erreicht als in negativen Jahren. Das hochaufgelöste Niederschlagsfeld bestätigt die regionalen Schwerpunkte des positiven TP-PC-2 Ladungsmusters (Zentral-MED) im Wesentlichen. Auch die gegensätzlichen Anomalien im Einzugsgebiet der Niederschlagsregion Nordniger werden durch die bereits erläuterten Negativladungen abgedeckt. Lediglich auf dem Gebiet der Niederschlagsregion Israel, für die ebenfalls hohe positive TP-PC 2-Ladungen im Frühjahr ausgemacht werden können, sind die Anomaliebeträge, vor allem in den positiven Anomaliejahren, eher gering.

Eine Zusammenschau der Zirkulations- und Niederschlagsanomalien lässt folgende Rückschlüsse zu: in positiven Anomaliejahren wirken sich Hebungsprozesse im Zusammenhang mit einem zentralmediterranen Höhentrog förderlich auf die Entstehung bzw. Aufrechterhaltung von Zyklongenese über dem nordwestlichen bis zentralen Mittelmeer, vor allem über dem Genuagolf, Sizilien und der Ägäis, aus. Gleichzeitig nehmen die mediterranen Tiefs vor allem südliche und östliche Zugrichtungen, da die nordeuropäische Antizyklone nordöstliche Zugbahnen blockiert. Vor allem der zentrale Mittelmeerraum bis hin zur Türkei erfährt dadurch maßgebliche Niederschlagszugewinne. Das 500 hPa-Luftdruckfeld zeigt gleichzeitig die nordöstliche Anströmung des Atlasgebirges an. Die positiven Niederschlagsanomalien über dem südwestlichen und südlichzentralen Mittelmeerraum können demnach aus einer verstärkten Bildung der Sharav-Zyklone im Atlas-Lee resultieren. Diese Zyklongenese-region gilt als besonders aktiv im Frühjahr, der hier betrachteten Jahreszeit. In den negativen Anomaliejahren werden durch die starken ostwärtigen Azorenhochausläufer sowohl die zentralnördlichen als auch die südwestlichen Zyklongenese-regionen abgeschattet, so dass dann negative Niederschlagsanomalien in den besagten Gebieten auftreten.

6.3.4 Zusammenhänge mit tropischen Telekonnektionsindizes

Das Ergebnis aus der gekoppelten Telekonnektionsmuster-PCA (cTP-PCA) gibt Aufschluss über die Zusammenhänge zu den vier fokussierten tropischen Telekonnektions-Indizes. Wie bereits im Falle des ENSO/ISM-Musters erweisen sich auch hier die Variabilitätsmodi mit jeweils

dem zweithöchsten Gesamtvarianzerklärungsanteil, TP-PC 2 und cTP-PC 2, als übereinstimmend: der Korrelationskoeffizient zwischen den Telekonnektionsmustern beträgt $r = 0.96$, der zwischen den Ladungen $r = 0.78$. Das sind die Maximalkorrelationen, die sich zwischen dem zweiten mediterranen Niederschlagsfernkopplungsmuster und allen anderen aus der cTP-PCA einstellen.

Die Betrachtung des Ladungsmusters in den Saisonabschnitten der vier tropischen Variabilitätsindizes (vgl. Abb. 6.24) zeigt, dass cTP-PC 2 den Fernkopplungsmustern des WAGI am ähnlichsten ist: die Höhe der Ladung von $r = 0.92$ auf die Januar-März-Korrelationskarte indiziert eine statistisch signifikante Musterähnlichkeit. Gleichzeitig sticht vor allem das Ladungsmuster im Saisonabschnittsdiagramm des NINO3.4-Index ins Auge: negative Ladungen mit Auftrittsschwerpunkt im Winter und Frühjahr dominieren das Bild. Der maximale Ladungsbetrag von $|r| = 0.82$ entfällt auf den Februar-April-Saisonabschnitt. Die NINO3.4-Korrelationsmuster im Luftdruckfeld sind dem Fernkopplungsmuster der zweiten cTP-PC demnach spiegelbildlich ähnlich. Das wurde bereits bei der Diskussion des zweitgewichtigsten Kopplungsmusters am Eingang dieses Kapitels festgestellt. Dort wurden gleichzeitig aber auch die Unterschiede zum ENSO/ISM-Kopplungsmuster herausgestellt, die sich am stärksten in der Intensität des positiven Skandinavien-Zentrums und der tropischen Troposphärenkopplung zeigen. Die signifikanten Ladungen auf den NINO3.4-Index resultieren demnach aus der Musterähnlichkeit zwischen den ersten beiden Telekonnektionsmuster-Hauptkomponenten.

In den Saisonabschnittsdiagrammen des *All-India-Rainfall*- und des WAS-Index treten sowohl positive als auch negative Korrelationen relativ unsystematisch auf. Signifikante Positivkorrelationen mit dem AIRI zeigen sich nur in den langen Saisonabschnitten, die auch Wintermonate integrieren. Insofern dürfen potentielle Zusammenhänge nicht automatisch auf die im Rahmen dieser Arbeit fokussierte indische Sommermonsunvariabilität zurückgeführt werden. Die maximalen Positivladungen auf die kürzergemittelten Saisonabschnitte des Sahel-Index WASI fallen auf Niederschlags-Fernkopplungsmuster, die komplett außerhalb der Regenzeit in dieser ariden Region liegen. Zusammenhänge mit dem AIRI und WASI wurden aus den genannten Gründen nicht vertieft studiert. Auch die potenzielle ENSO-Kopplung wurde nicht näher verfolgt, da erstens die spiegelbildliche Musterähnlichkeit zwischen TP-PC 1 und TP-PC 2 zu den signifikanten Negativladungen führt und zweitens mit der Niederschlagsregion Zentral-MED, die als stellvertretend für die zweite Telekonnektionsmuster-PC angesehen wird, überhaupt kaum statistisch signifikante NINO3.4-Indexkorrelationen ermittelt werden konnten, noch dazu keine, die sich mit signifikanten TP-PC 2-Ladungen überschneiden.

Im Folgenden wird der Blick auf die Positivkopplung zwischen der zweiten Telekonnektionsmuster-Hauptkomponente und dem WAG-Index gelenkt. Ein Indiz für die Kopplungsstärke dieser beiden Modi findet sich in den WAGI-Korrelationskarten mit der maximalen Ladung auf cTP-PC 2

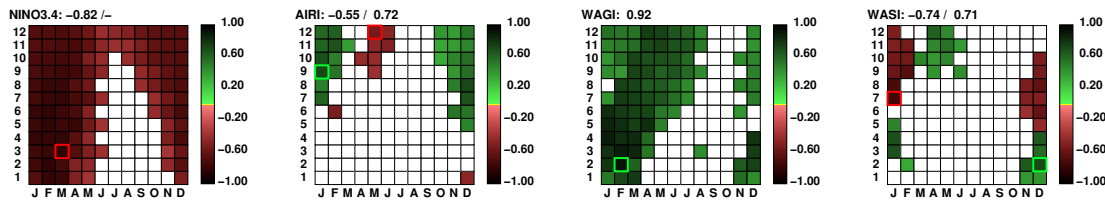


Abb. 6.24: Ladungsmuster von cTP-PC 2 in den Saisonabschnittsdiagrammen des NINO3.4- (a), des AIRI- (b), des WAGI- (c) und des WASI- (d) Index. Auf der y-Achse der Abschnittsdiagramme ist die Länge der Saisonabschnitte aufgetragen, die sich zwischen einem und zwölf Monaten bewegt. Auf der x-Achse befinden sich die Zentralmonate der insgesamt 144 Saisonabschnitte. Nur statistisch signifikante Ladungen ($\alpha = 0.001$) sind dargestellt. Die signifikanten Ladungen mehrmonatiger Saisonabschnitte sind zentriert eingetragen, z.B. für Februar-März auf der x-Achse an der Stelle des Februars (F) und z.B. für Februar-April auf der x-Achse an der Stelle von März (M). Die positiven Ladungen sind in Grüntönen, die negativen in Rottönen markiert. Die maximal positive Ladung ist durch ein grünes Quadrat, die maximal negative Ladung durch ein rotes Quadrat hervorgehoben. Gleichzeitig erscheinen die Zahlenwerte dieser beiden Ladungen in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme.

(Januar-März). In diesen erreicht der betragsmäßig höchste Koeffizient über alle Druckniveaus hinweg eine Höhe von $r = -0.78$. Er liegt im mediterranen negativen Primärkopplungszentrum des 850 hPa-Niveaus und zeigt an, dass das Luftdruckfeld über dem Mittelmeerraum mit der Niederschlagsvariabilität in der Guineaküstenregion statistisch signifikant zusammenhängt.

Nicht nur mit dem Luftdruckfeld über dem Mittelmeerraum, sondern auch mit dem Mittelmeerniederschlag selbst weist der WAGI einen bemerkenswerten gemeinsamen Schwankungsanteil auf. Abbildung 6.25 zeigt die mediterranen Kopplungsschwerpunkte in unterschiedlichen Jahreszeiten. In den zeitlichen Wirkungsbereich der zweiten TP-PC fallen die Signale des Winterhalbjahrs im südöstlichen, südwestlichen und zentralen Mittelmeerraum. Die Maximalkorrelation von $r = 0.83$ entfällt auf den zentralen Mittelmeerraum im November-Februarmittel. Auch die Niederschlagsvariabilität der Türkei ($r \geq 0.60$) und Iberiens ($r \geq 0.50$) ist in diesem Zeitraum maximal korreliert. Im ausgehenden Winter und im Frühjahr dagegen ist der südwestliche Part des Untersuchungsraumes betroffen: das stärkste Signal wird in der Niederschlagsvariabilität Nordmalis im Mai sichtbar ($r = 0.76$). Auch der Niederschlag der mediterranen Südküste (Algerien) erzielt diskutable Korrelationsbeträge ($r = 0.63$, Februar-März). Gleichzeitig manifestiert sich dort ein Zeitversatz von einem Monat: für Nordmauretanien, Algerien, Iberien und den Zentral-MED sind im Frühjahr die Beträge der *time-lag* Korrelationen höher als die der simultanen. Um eine Größenordnung zu nennen: der Februar-April Niederschlag Nordmauretaniens korreliert mit dem WAG-Indexmittel des gleichen Saisonabschnitts in einer Höhe von $r = 0.50$, mit dem des Saisonabschnitts zuvor (Januar-März) in einer Höhe von $r = 0.65$. Auch in der bereits genannten hohen Kopplung zwischen mediterranem Luftdruckfeld und Guinea-

küstenniederschlag tritt dieser einmonatige Zeitversatz in einigen Saisonabschnittsvarianten, wie z.B in den 4-monatigen, auf.

Abbildung 6.25 gibt auch statistische Zusammenhänge zwischen WAGI und dem Mittelmeerniederschlag wieder, die nicht in den zeitlichen Wirkungsbereich von TP-PC 2 fallen und deshalb hier nur genannt sein sollen: im südöstlichen Mittelmeerraum treten positive Korrelationen im Herbst und einsetzenden Winter auf. In der Balkanregion korreliert der Sommerniederschlag (JAS) zweimonatig zeitverzögert mit der Guineaküstenniederschlagsvariabilität des Frühsommers (MJJ). Es zeigt sich im mediterranen Niederschlag also ein starkes Signal der westafri-

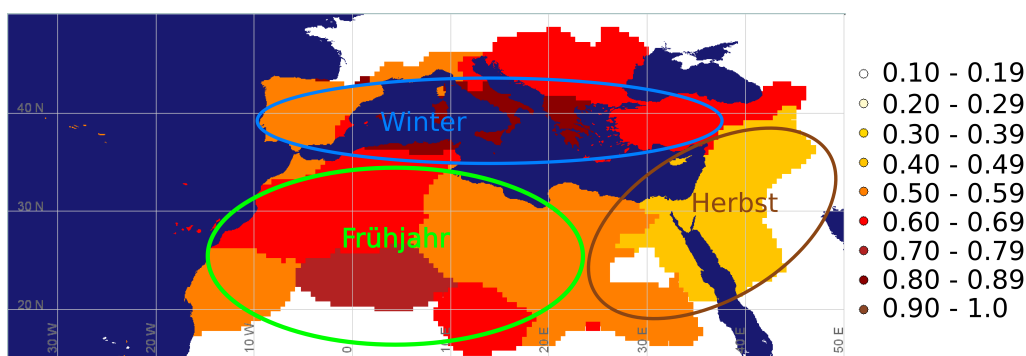


Abb. 6.25: Regionale Kopplungsschwerpunkte zwischen dem mediterranen Niederschlag und dem Westafrika-Guineaindex (WAGI). Farbige Ellipsen markieren die regionale Zusammenfassung nach der jeweiligen Jahreszeit, in der die höchste Kopplung auftritt.

kanischen Guineaküsten-Niederschlagsvariabilität in zeitlicher Überschneidung mit den signifikanten TP-PC 2 Ladungen, die ebenfalls Fernkopplungseigenschaften des Westafrika-Niederschlags repräsentierten. Dennoch greift eine einseitige Diskussion, die auf die westafrikanische Niederschlagsvariabilität als Ursache für zeitverzögerte mediterrane Niederschlagsanomalien abhebt, zu kurz, obwohl sie auf Grund der Richtung des vorhandenen *time-lags* zu rechtfertigen wäre. Die Ausprägung des Primärkopplungszentrums im westlich-zentralen Mittelmeerraum muss zunächst auch im Zusammenhang mit dem dominanten nordeuropäischen Fernkopplungszentrum diskutiert werden, bevor eine mögliche Kopplung zwischen Mittelmeer und Guineaküste postuliert werden darf.

6.3.5 Übereinstimmungen mit außertropischen Telekonnektionen

Über die räumliche Ausdehnung der Sibirischen Antizyklone als Ursache für das positive Fernkopplungszentrum über Fennoskandien wurde bereits in Kapitel 6.3.1 gesprochen. Ob dieses Fernkopplungszentrum nun aber nicht nur mit dem mediterranen Niederschlag, sondern auch luftdruckintern mit dem mediterranen Primärkopplungszentrum in Verbindung steht, muss noch erläutert werden. Das kann mit Hilfe einer homogenen Isokorrelatenkarte zu einem Gitterpunkt in der Kernregion des mediterranen Primärkopplungszentrum geschehen. Diese Karte wird auf Basis des Gitterpunkts erstellt, der den minimalen Korrelationskoeffizienten im mediterranen Primärkopplungszentrum aufweist. Weil gleichzeitig auch die Beziehung zur Niederschlagsvariabilität im Guineaküstenbereich überprüft werden soll, wurde das Luftdruckniveau herausgesucht, in dem die Zentrumsgitterpunktszeitreihe den stärksten Zusammenhang zum WAGI zeigt. Der ausgewählte Gitterpunkt liegt bei 7.5° E und 37.5° N im 400 hPa-Niveau. Die dazugehörige Zeitreihe wird mit dem Luftdruckfeld des 850 hPa-Niveaus korreliert, da dort die betragsmäßig höchste Kopplungsintensität zwischen den Kopplungszentren aller Karten dieses Saisonabschnitts überhaupt auftritt ($r = 1.0$ und $r = -0.85$).

Abbildung 6.26 (li.) zeigt diese homogene Korrelationskarte und lässt gleichzeitig erkennen,

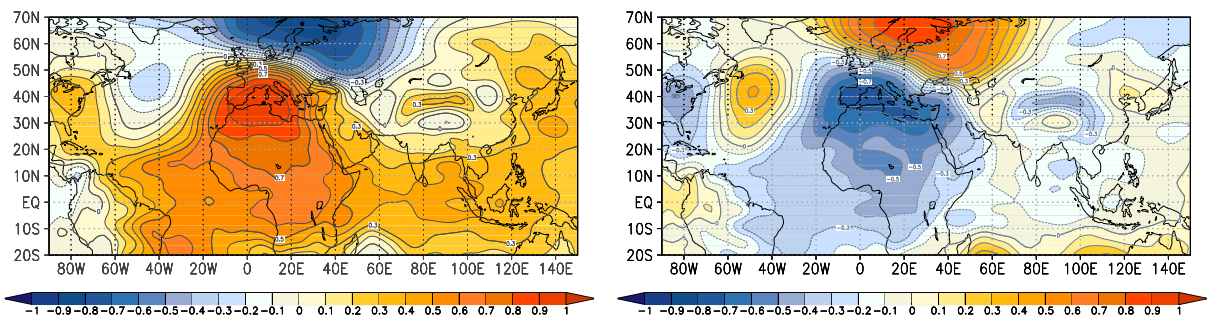


Abb. 6.26: Homogene Korrelationskarte des 850 hPa-Luftdruckfelds mit der 400- hPa-Zeitreihe des Basisgitterpunkt bei 7.5° E und 37.5° N im 400 hPa-Niveau (li.) und Korrelationskarte der CPC-*Scandia*-Pattern-Indexzeitreihe mit dem 850 hPa-Niveau (re.) jeweils für das 4-Monatsmittel Februar-Mai. Der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen.

dass sich auch luftdruckintern eine starke negative Kopplung zwischen den Zentren über dem zentralwestlichen Mittelmeerraum und über Fennoskandien manifestiert, mit Korrelationskoeffizienten, die den Betrag von $|r| > 0.80$ überschreiten. Die beiden Zentren spiegeln demnach eine außertropische Luftdruckfernkopplung wieder. Die Lage des prägnanten Fennoskandien-Zentrums deutet auf das Kopplungsmuster des *Scandinavia Patterns* hin.

Barnston & Livezey (1987) beschreiben diese Telekonnektion im 700 hPa-Niveau als dreipolige Konfiguration von Kopplungszentren über Nordeuropa (positiv), der westlichen Mongolei (ne-

gativ) und über Spanien (negativ). In ihrer Darstellung des Oktobermodus (ebd., Abb. 7a), sind die erwähnten Zentren lagekonform mit denen der eingangs erläuterten Balkan-Niederschlagsfernkopplungskarte für das 500 hPa-Niveau (s. Abb. 6.19, li.), allerdings tritt das von Barnston & Livezey (1987) definierte asiatische Kopplungszentrum auf der Balkankarte nur marginal und etwas nach Süden verschoben in Erscheinung.

Weiterhin stellt sich eine Übereinstimmung ein zwischen der eben erläuterten homogenen Korrelationskarte und der Fernkopplungsmuster-Karte des *Scandinavia Pattern*-Index - ein von der NOAA zur Verfügung gestellter Telekonnektions-Index (s. Kap. 4.1). Korreliert man die Indexzeitreihe des hier beachteten Saisonabschnitts (Februar-April) mit dem 850 hPa-Luftdruckfeld, dann tritt ein Fernkopplungsmuster zu Tage, das in der räumlichen Ausdehnung und Intensität stark mit dem Kopplungsmuster der eben erläuterten homogenen Isokorrelatenkarte übereinstimmt, wie aus Abbildung 6.26 (re.) hervorgeht. Lediglich die Vorzeichen des mediterranen und fennoskandischen Kopplungszentrums treten genau entgegengesetzt auf.

Diese Musterübereinstimmung lässt sich durch die Betrachtung der einhergehenden zeitlichen Variabilität dieser beiden Fernkopplungen untermauern. Für die homogene Korrelationskarte, welche die gemeinsame Schwankung zwischen dem negativen mediterranen Primärkopplungszentrum und dem positiven skandinavischen Fernkopplungszentrum (im Februar-Aprilmittel) repräsentiert, kann ein *Scandinavia-Pattern*-ähnlicher Index gebildet werden: indem für die maximal korrelierten Gitterpunkte dieser Karte im Zentrum des positiven und negativen Hauptkopplungszentrums (25° E und 37.5° N und 7.5° E, 37.5° N, s. schwarze Punkte in Abb. 6.26, li.) die standardisierte Differenz ihrer Anomaliezeitreihen für alle Saisonabschnittsvarianten berechnet wird. Der maximale Korrelationskoeffizient zwischen dieser Indexzeitreihe und dem CPC-*Scandinavia-Pattern*-Index wird zwischen den Februar-Aprilmitteln erreicht und beträgt $r = 0.89$. Ebenfalls hoch ist die Korrelation zwischen den Indexmitteln des vorangehenden Saisonabschnitts Januar-März mit $r = 0.82$.

Demzufolge herrscht zwischen dem hier analysierten (luftdruckinternen) Kopplungsmuster und der *Scandinavia Pattern*-Indexzeitreihe des CPC nicht nur in der räumlichen Ausprägung, sondern auch in der interannuellen Variabilität eine große Übereinstimmung vor. Da das luftdruckinterne Kopplungsmuster mit der Variabilität des mediterranen Primärkopplungszentrum von TP-PC 2 hochgradig zusammenhängt, kann der außertropische Anteil der durch TP-PC 2 repräsentierten Niederschlagskopplung auf das *Scandinavia Pattern* zurückgeführt werden. Das legt die Vermutung nahe, dass auch die interannuelle Variabilität des Guineaniederschlags als eine Komponente des TP-PC 2 Musters mit der Variabilität des *Scandinavia Patterns* in Verbindung steht. Die bivariate Korrelation der WAG- und *Scandinavia Pattern*-Indexzeitreihen bringt in nur einem der 144 saisonalen Mittel einen signifikanten Koeffizienten hervor, dem

Februar-Märzmittel ($r = 0.46$). Dieser Saisonabschnitt, das Februar-Märzmittel, entfällt in den Auftrittszeitraum von TP-PC 2. Möglicherweise wird also über das mediterrane negative TP-PC 2-Primärkopplungszentrum ein Signaltransport zwischen Außer- und Innertropen bewerkstelligt. Im Folgenden wird die zweite Telekonktions-Hauptkomponente auf Basis der erläuterten Zusammenhänge mit dem *Scandinavia Pattern* und dem Guineaniederschlag als SCAND/WAGI-Modus bezeichnet.

Die Zusammenhänge zwischen diesen beiden Telekonktions-Indizes und der mediterranen Niederschlagsvariabilität lassen sich am Beispiel der Niederschlagsregion Zentral-MED verdeutlichen. Abbildung 6.27 stellt die Saisonabschnittsdiagramme mit den CPC-*Scandinavia Pattern*- (a) und den WAG-Indexkorrelationen (b) gegenüber. Der zeitliche Kopplungsschwerpunkt mit dem erstgenannten Index fällt in das Frühjahr, der mit dem WAG-Index sowohl auf Herbst, Winter- und Frühjahrssaisonabschnitte. Beide Auftrittsschwerpunkte überschneiden sich zeitlich mit den signifikanten Ladungen des SCAND/WAGI-Modus auf Saisonabschnitte des Zentral-MEDs.

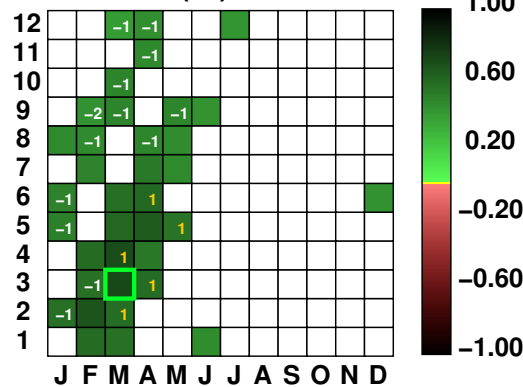
Die Kopplung mit beiden Telekonktions-Indizes ist positiver Natur und impliziert folgende inhaltliche Aussage: bei positiven (negativen) Frühjahrs-Niederschlagsanomalien in der westafrikanischen Guineaküstenregion werden ebenfalls positive (negative) Niederschlagsanomalien im Zentral-MED beobachtet. Gleichzeitig befindet sich das *Scandinavia-Pattern* in seiner positiven (negativen) Phase, die mit einem negativen (positiven) Kopplungszentrum über dem Westmittelmerraum und mit einem positiven (negativen) über Skandinavien einhergeht. Die maximale Kopplung mit dem WAGI ($r = 0.83$) stellt sich im November-Februarmittel ein, die maximale Korrelation mit dem *Scandinavia Pattern*-Index ($r = 0.72$) im dreimonatigen Saisonabschnitt Februar-April (vgl. Abb. 6.27 a, b). Der Februar-April-Saisonabschnitt des zentralmediterranen Niederschlags, der für den SCAND/WAGI-Modus repräsentative Saisonabschnitt, korreliert mit beiden Indizes einen Monat zeitverzögert höher als simultan (Januar-Märzmittel). Gleichzeitig fällt der Korrelationskoeffizient zur außertropischen Telekonktion des *Scandinavia Patterns* höher aus ($r = 0.72$) als mit dem WAGI ($r = 0.62$).

Die partiellen Korrelationskoeffizienten wurden berechnet, um den Zusammenhang zwischen mediterranem Niederschlag und jedem der beiden Telekonktions-Indizes zu betrachten, der unabhängig von der Kopplung mit dem jeweils nicht fokussierten Index auftritt. Die partiellen Koeffizienten zwischen dem Februar-April-Niederschlag im Zentral-MED und den Januar-März-Indexzeitreihen liegen für beide Indizes höher als die nicht partiellen und für das *Scandinavia Pattern* bei $r_{part} = 0.75$, für den WAGI bei $r_{part} = 0.69$. Das spricht dafür, dass sich die Variabilität beider Kopplungssysteme unabhängig voneinander im zentralmediterranen Niederschlag manifestiert bzw. die Überlagerung der nicht-gemeinsamen Variabilitätsanteile die

tatsächlichen Kopplungsstärken verschleiert. Auch in der westmediterranen Niederschlagsvariabilität kann der Einfluss des *Scandinavia-Patterns* für Saisonabschnitte, in denen gleichzeitig signifikante Positivladungen mit dem SCAND/WAGI-Modus und positive Korrelationen mit dem WAGI vorherrschen, nachgewiesen werden: im Iberienniederschlag ist das beispielsweise für das 12-Monatsmittel November-Oktober ($r = 0.68$) realisiert, in Algerien und Nordmauretanien für den Saisonabschnitt Januar-Februar ($r = 0.55$ und $r = 0.61$). Für diese Zusammenhänge liegen die partiellen Korrelationskoeffizienten niedriger. Das deutet darauf hin, dass sich im westmediterranen Niederschlag, anders als im zentralmediterranen, stärker der gemeinsame Variabilitätsanteil beider Telekonnektionen manifestiert.

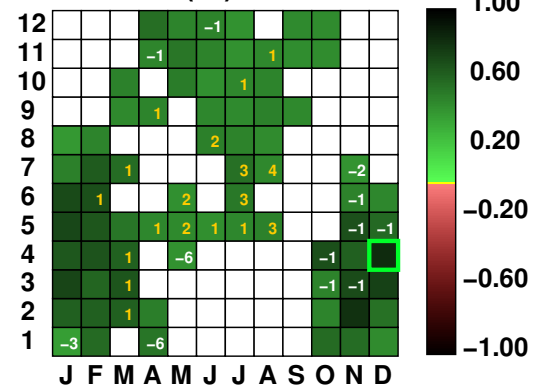
In einigen Niederschlagsregionen werden Korrelationen mit dem *Scandinavian Pattern*-Index gefunden, die sich zeitlich nicht mit dem regionalen Ladungsmuster des SCAND/WAGI-Modus überschneiden: für die Türkei gilt das beispielsweise im Hinblick auf die Positivkopplung mit dem Sommerniederschlag, maximal mit $r = 0.64$ im Juni-Augustmittel und dargestellt in Abbildung 6.27 (unten). Die signifikanten Positivkorrelationen zwischen dem WAGI und dem türkischen Winterniederschlag hingegen ($r = 0.63$, Oktober-März) entfallen größtenteils auf Saisonabschnitte mit gleichzeitig signifikanten SCAND/WAGI-Ladungen (Abb. 6.27, unten).

Zentral-MED (13): 0.72



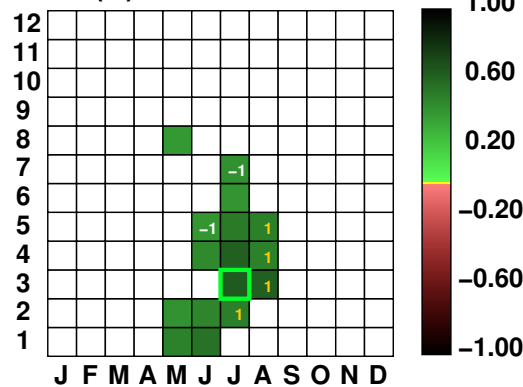
(a)

Zentral-MED (13): 0.83



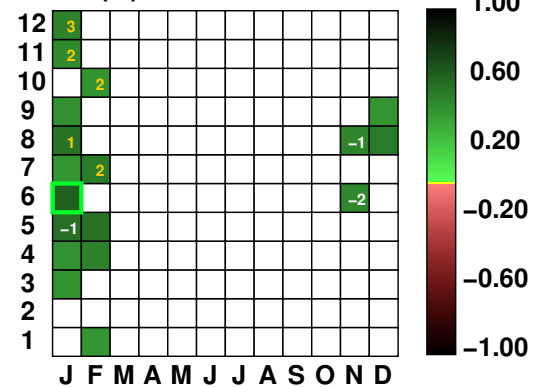
(b)

Türkei (9): 0.64



(c)

Türkei (9): 0.63



(d)

Abb. 6.27: Saisonabschnittsdiagramme für den maximal positiven Zusammenhang zwischen der Variabilität des *Scandinavia-Pattern-Index* und des Niederschlags im Zentral-MED (a) bzw. der Türkei (c) sowie des WAGI und des Niederschlags im Zentral-MED (b) bzw. der Türkei (d); Nur statistisch signifikante Korrelationskoeffizienten ($\alpha = 0.05$) sind dargestellt - positive in Grün- und negative in Rottönen. Auf der y-Achse ist die Länge der Saisonabschnitte (1-12 Monate) aufgetragen, auf der x-Achse stehen die Zentralmonate (Januar-Dezember) der Saisonabschnitte. Die signifikanten Korrelationskoeffizienten mehrmonatiger Saisonabschnitte sind zentriert eingetragen, z.B. für Februar-April und für Februar-Mai auf der x-Achse an der Stelle von März (M). Der maximal positive (negative) Korrelationskoeffizient ist durch ein grünes (rotes) Quadrat hervorgehoben und erscheint als Ziffernwert in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme; gelbe Ziffern markieren einen positiven Zeitversatz, d.h. die Zusammenhangsgröße schreitet dem Niederschlag zeitlich voran; weiße Ziffern markieren einen negativen Zeitversatz (umgekehrt).

6.3.6 Zusammenfassende Diskussion der Kopplungsmechanismen

Der SCAND/WAGI-Modus ist das zweitwichtigste Fernkopplungsmuster des mediterranen Niederschlags. Der zeitliche Auftrittsschwerpunkt liegt im Winterhalbjahr bzw. dem Frühjahr. Vor allem die Niederschlagsvariabilität des nördlichen/südlichen Zentralmittelmeerraums und der südwestlichen Mediterranregion ist deutlich mit diesem Modus gekoppelt. Die begleitende Zirkulationsdynamik indiziert als Ursache dafür in negativen Anomaliejahren das Auftreten eines zentralmediterranen Trops und in positiven Anomaliejahren starke ostwärtige Azorenhochausläufer. Der erstgenannte Fall lässt die dynamische Verstärkung der Ägäis-, Sizilien- und Genuazyklogenese im Einzugsbereich des Tropes vermuten. Darüber hinaus kann die Nordwestströmung über dem Westmittelmeerraum eine verstärkte Sharavzyklogenese im Atlaslee induzieren, die einerseits die südwestmediterranen Niederschlagsanomalien erklärt und andererseits durch nördliche Passagen über das Mittelmeer auch die Niederschlagsanomalien im Zentralmittelmeerraum mitverursacht. In positiven Anomaliejahren hingegen hemmen die Azorenhochausläufer die zyklonetische Aktivität in den genannten Räumen. Eine hohe Übereinstimmung des SCAND/WAGI-Modus mit dem *Scandinavia Pattern* und mit dem Guineaküstenniederschlag wurde gefunden. Im zentralmediterranen Niederschlag erklären beide Einflussgrößen jeweils ca. 50% der Niederschlagsvariabilität. Die maximalen Korrelationen mit dem WAGI sind mit einem Zeitversatz von einem Monat versehen, mit dem die Niederschlagsvariabilität an der Guineaküste der des Mittelmeerniederschlags voranschreitet.

In der Fachliteratur finden sich vor allem Publikationen, die eine Beziehung zwischen TP-PC 2 und dem *Scandinavia Pattern* untermauern. Xoplaki (2002) beobachtet z.B. im Zusammenhang mit der positiven Phase dieses Musters, analog zum hier dargestellten Positivmodus von TP-PC 2, markante Niederschlagsanomalien über Italien, dem westlichen bzw. südöstlichen Griechenland und dem Ionischen Meer. Das stimmt sehr gut mit der Ausbreitung der maximalen Anomaliewerte in Abbildung 6.23 überein. Sie werden von der Autorin als Folge von Zyklongenese an der Luftmassengrenze zwischen der kalten Südostströmung um das Sibirienhoch und der wärmeren über dem zentralen Mittelmeer beschrieben. Da diese in etwa über Italien und den Dinariden zum Liegen kommt, erklären sich die maximalen Anomaliebeträge dort. Die mit dem SCAND/WAGI-Modus einhergehenden positiven Niederschlagsanomalien im südwestlichen und südlich-zentralen Mittelmeerraum allerdings finden keine Entsprechungen in der Studie von Xoplaki (2002).

Übereinstimmungen gibt es außerdem zur Arbeit von Bueh & Nakamura (2007), in der mit Hilfe einer s-modalen PCA das *Scandinavia Pattern* als zweit- bis drittgewichtigster Variabilitätsmodus des eurasischen 300 hPa-Luftdruckfeldes in allen Monaten zwischen September und Mai extrahiert wird. Den einzelmonatlichen Gesamtvarianzerklärungsanteil siedeln die Autoren

zwischen 7.6% - 12% an. Im Vergleich dazu entfällt auf den SCAND/WAGI-Modus, der ebenfalls als zweitstärkste Hauptkomponente aus der Telekonnektionsmuster-PCA hervorgeht, ein 12% iger Erklärungsanteil an der Gesamtvarianz. Weiterhin beobachten auch Bueh & Nakamura (2007) die gegenläufige Ausdehnung des Azorenhochs und der Sibirischen Antizyklone, wie sie hier zwischen anomal positiven und negativen Jahren festgestellt wurde. Sie beschreiben außerdem eine Verlagerung des Negativzentrums vom Nordatlantik in den zentralwestlichen Mittelmeerraum im Februar und März. Das erklärt die südöstliche Abweichung des mediterranen Primärkopplungszentrums von der durch Barnston & Livezey (1987) beobachteten Lage des Nordatlantikzentrums. Bueh & Nakamura (2007) sehen in der ostwärtigen Verschiebung der nordatlantischen Sturmbahnaktivität und einer verstärkten Zyklonalaktivität über Südeuropa die Entstehungsursache dieses Kopplungszentrums.

Die Autoren verlinken ihr Muster zwar nicht mit der Zirkulationsvariabilität der Tropen/ Randtropen über Nordafrika, schlagen aber interessanterweise dennoch eine Brücke in die Region über die Modifikation der atlantischen SSTs durch das negative nordatlantische Telekonnektionszentrum. Im ausgehenden Winter (Dezember -März) finden sie während der positiven Phase des *Scandinavia Patterns* signifikante negative SST-Anomalien vor der nordafrikanischen Küste, die als besonders ausgeprägt für die Küstengewässer Guineas beschrieben werden. Dieses Phänomen führen sie auf verstärktes *Upwelling* im Küstenbereich bei höheren oberflächennahen Windgeschwindigkeiten entlang der Küste zurück. Dort, ca. zwischen 0° und 10° N, dehnen sich die kalten Meeresoberflächen in den zentralen tropischen Atlantik aus als Resultat eines verstärkten Ozean-Atmosphäre-Wärmefflusses, der durch die positiven Windanomalien ausgelöst wird. Bueh & Nakamura (2007) beobachten auch negative Meeresoberflächentemperaturen vor der westmediterranen Küste, die in ihren Analysen allerdings nicht im statistisch signifikanten Bereich liegen.

Im Vergleich dieser Resultate mit der Korrelationskarte zwischen SCAND/WAGI-Modus und den nordhemisphärischen und tropischen SSTs (Abb. 6.28) lassen sich Parallelen feststellen: auch hier treten negative Korrelationen, gleichbedeutend mit Negativanomalien der Meeresoberflächentemperatur im Positivmodus dieses Musters, entlang der nordwestafrikanischen Küste auf. Statistisch signifikant sind aber vor allem jene im Mittelmeerraum mit höchsten Beträgen im südwestlichen Mittelmeer und dem, an Gibraltar angrenzenden Nordatlantik ($r \leq -0.60$). Die bei Bueh & Nakamura (2007) erwähnte maximal gekoppelte Region vor der Guineaküste ist hier in Ausdehnung und Form angedeutet, die Kopplungsbeträge sind aber niedriger als die in den nördlich gelegenen Kopplungsregionen.

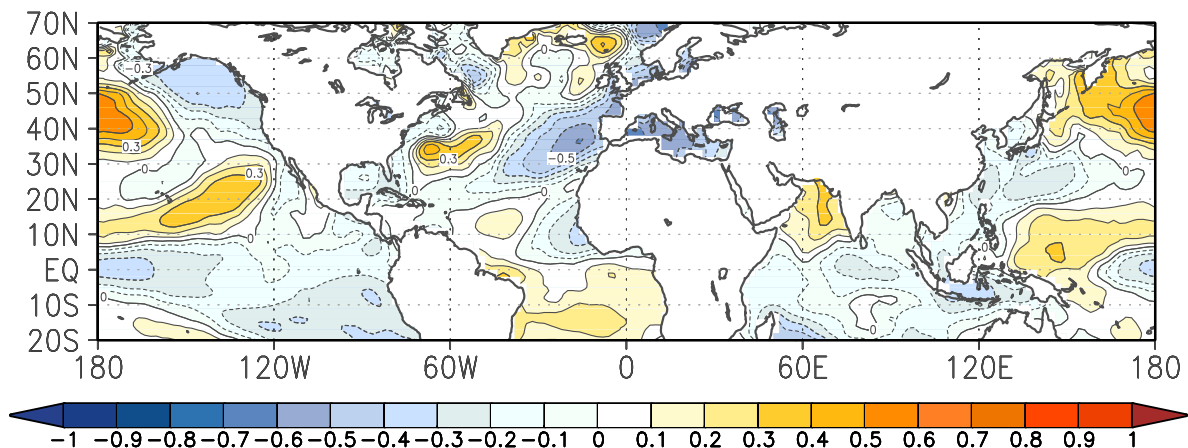


Abb. 6.28: Korrelationskarte zwischen dem Niederschlag im Zentral-MED und den nordhemisphärischen und tropischen Meeresoberflächentemperaturen im Februar-Maimittel. Der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen.

Aber selbst wenn die Negativkorrelationen vor der Guineaküste im Betrag höher liegen würden, so würden sie dennoch keinen Hinweis für die positiven Niederschlagsanomalien in der westafrikanischen Guineaküstenregion im dargestellten Positivmodus des SCAND-/WAGI-Modus liefern. Die negativen Meeresoberflächentemperaturen sprechen wie im subtropischen Ostatlantik und dem Mittelmeer vielmehr für einen reduzierten Feuchtetransport nach Westafrika und resultierend daraus für negative Niederschlagsanomalien. Einzig die angedeutete schwach positive Kopplungsregion mit der tropisch atlantischen Meeresoberfläche würde, vor allem in Kombination mit der einsetzenden Südwest-Monsunströmung des Vormonsuns, anomal feuchte Verhältnisse im WAGI-Gebiet vermuten lassen. Diese Kopplung fällt aber - zumindest aus der Perspektive des Mittelmeerraums bzw. der repräsentativen TP-PC 2-Niederschlagszeitreihe des Zentral-MEDs als Basis für die SST-Korrelationskarte - zu niedrig aus, um sie ernstlich als Ursache für die sich zeitgleich manifestierenden positiven westafrikanischen Niederschlagsanomalien zu werten. Vielmehr zeigt es, dass in den Meeresoberflächentemperaturen, gleichwie in den bereits diskutierten Luftdruckkorrelationskarten, keine Telekonnektionszentren auftreten, die für einen Signaltransport aus der westafrikanischen Monsunregion in den Zentralmittellmeerraum hinein sprechen. Für den gemeinsamen Schwankungsanteil zwischen dem Niederschlag in Westafrika und dem zentralen Mittelmeerraum, der sich in der beachtlichen Höhe von über 65% bewegt, eröffnet sich in den hier durchgeführten Analysen kein plausibler physikalisch-dynamischer Wirkungszusammenhang. Durch die Anwendung der sequentiellen Verfahren, die im zweiten Teil dieser Arbeit besprochen werden, lassen sich im Bezug auf den SCAND/WAGI-Modus noch einige erhellende Aspekte herausarbeiten, die im

Zusammenhang mit den sequentiellen Analyseresultaten in Kapitel 7.2.7 ergänzend angeführt werden.

6.4 TP-PC 3: WASI-Modus

6.4.1 Das Fernkopplungsmuster

Die dritte der Niederschlagstelekonnektionsmuster-Hauptkomponenten erklärt 11% an der Gesamtvarianz der mediterranen Fernkopplungseigenschaften. Auch sie kann mit einem der fokussierten Fernkopplungsindizes, dem Westafrikanischen Sahel-Niederschlag (WASI), in Verbindung gebracht werden.

Als repräsentative Korrelationskarten-Folge für TP-PC 3 wurde die des Juli-Januar-Niederschlags im Nordniger ausgewählt, dargestellt in Abbildung 6.29 für das 500 hPa- und 1000 hPa-Niveau. In der 500 hPa-Korrelationskarte treten zwei Kopplungszentren mit gegensätzlichen Vorzeichen über dem Mittelmeerraum auf: ein positives über dem äußersten Westen mit Kernregion über der Straße von Gibraltar und ein etwas schwächeres mit negativem Vorzeichen zentriert über die Grenzregion Libyen/Ägypten (s. Abb. 6.29, li.). Auf vergleichbarer, subtropischer Breitenlage erstreckt sich ein ebenfalls negatives Fernkopplungszentrum über dem nordindischen Subkontinent ($r \leq 0.40$), mit dem das mediterrane Negativzentrum aber nicht in Verbindung steht. Weiterhin sind sehr schwache positive Kopplungszentren über dem östlichen kanadischen Schild, Sibirien und Japan auszumachen mit maximalen Korrelationsbeträgen von $r \geq 0.30$, die allerdings nicht statistisch signifikant sind. Ebenso verhält es sich für ein schwach negatives, unscharfes Kopplungszentrum über Nordskandinavien.

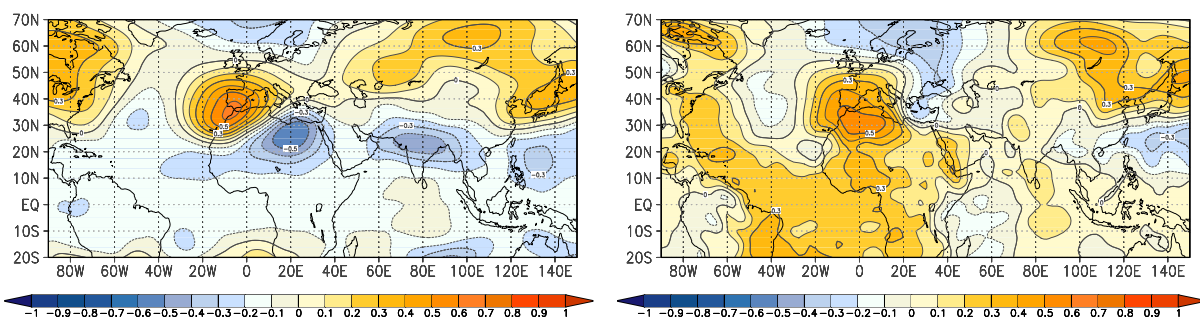


Abb. 6.29: Repräsentative heterogene TP-PC 3 Korrelationskarte des Nordniger-Niederschlags im Juli-Juni für das 500 hPa-Niveau (li.) und das 1000 hPa-Niveau (re.). Der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen.

Die Korrelationskarte des 1000 hPa-Luftdruckfeld, dargestellt in Abbildung 6.29 (re.), bildet von den „mediterranen Zentren“ des 500 hPa-Niveaus nur ein signifikantes Kopplungszentrum ab: das positive über dem westlichen Mittelmeerraum, das in der niedrigen Troposphäre schwä-

cher mit der Niederschlagsvariabilität im Nordniger korreliert ist. An dieses schließen, in diffuser Verbreitung, schwache Positivkorrelationen an, die über Labrador, nördlich des Bajkalsees und über dem nördlichen Japan kleinräumig signifikant sind. Das negative mediterrane Kopp lungszentrum des 500 hPa-Niveaus pflanzt sich nicht bis in die untere Troposphäre fort. Dafür erstreckt sich das nordskandinavische Zentrum weiträumiger nach Süden als im 500 hPa-Niveau, allerdings nur im Bereich statistisch nicht signifikanter Korrelationen.

6.4.2 Die raumzeitliche Variabilität

Das Ladungsmuster auf die Saisonabschnitte der einzelnen Niederschlagsindizes ist in Abbildung 6.30 dargestellt und kann wie folgt zusammengefasst werden: in den winterlichen, längeren Saisonabschnitten des westlichen und zentral-westlichen Mittelmeerraumes, im Niederschlag Algeriens, Zentral- und Nordmauretaniens, Iberiens ($r = -0.72$, Oktober-Mai) und der Zentralmediterranregion treten bis in das Frühjahr hinein durchwegs negative Ladungen auf - im Frühjahr auch in den kürzeren Saisonabschnittsmitteln. Der zentrale und zentral-östliche Mittelmeerraum - der Balkan, die Türkei und Libyen - sind nicht erwähnenswert durch dieses Fernkopplungsmuster betroffen. Im Ostmediterranraum folgt das Saisonabschnittsdiagramm Israels dem für den westlichen Mittelmeerraum erläuterten Muster der durchwegs negativen Ladungen in den Wintermonaten und im Frühjahr ($r = -0.54$, März). In der Südostmediterranregion, in den Saisonabschnittsdiagrammen Ägyptens ($r = 0.68$, August-November) und des Nord-sudans, bleibt das negative Vorzeichen der diffusen Ladungen auf die Frühjahrsmonate erhalten, das Vorzeichen der Ladungen in der zweiten Jahreshälfte kehrt sich um. Die Fernkopplungseigenschaften der Sommerniederschlagsregionen am Südsaum des Untersuchungsgebiets sind am besten durch die dritte TP-Hauptkomponente repräsentiert. Das lässt sich an den positiven Ladungen mit den maximalen Ladungsbeträgen ablesen. Gleichzeitig verlagert sich der zeitliche Auftrittsschwerpunkt der höchsten Ladungsbeträge in die Sommermonate (z.B. Nordniger, $r = 0.85$ Juli-Juni).

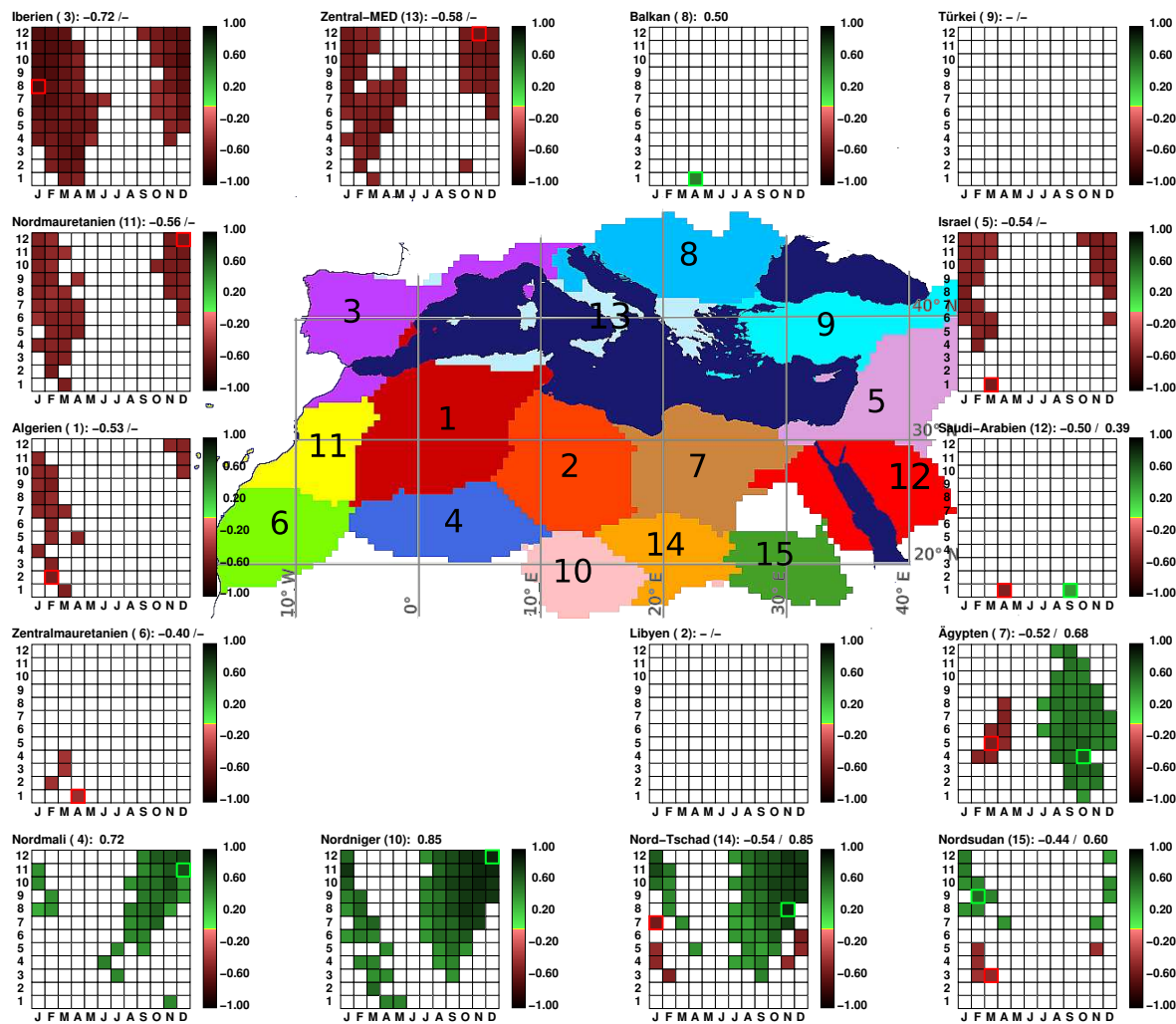


Abb. 6.30: Ladungen von TP-PC 3 auf die Saisonabschnitte der 15 mediterranen Niederschlagsregionen, dargestellt durch ein Saisonabschnittsdiagramm je Niederschlagsregion. Auf der y-Achse der Abschnittsdiagramme ist die Länge der Saisonabschnitte aufgetragen, die sich zwischen einem und zwölf Monaten bewegt. Auf der x-Achse befinden sich die Zentralmonate der insgesamt 144 Saisonabschnitte. Nur statistisch signifikante Ladungen ($\alpha = 0.001$) sind dargestellt. Die signifikanten Ladungen mehrmonatiger Saisonabschnitte sind zentriert eingetragen, z.B. für Februar-März auf der x-Achse an der Stelle des Februars (F) und z.B. für Februar-April auf der x-Achse an der Stelle von März (M). Die positiven Ladungen sind in Grüntönen, die negativen in Rottönen markiert. Die maximal positive Ladung ist durch ein grünes Quadrat, die maximal negative Ladung durch ein rotes Quadrat hervorgehoben. Gleichzeitig erscheinen die Zahlenwerte dieser beiden Ladungen in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme.

6.4.3 Die Zirkulationsdynamik und das regional differenzierte Niederschlagsverteilungsbild

Die Kompositen in Abbildung 6.31 bilden das 500 hPa- und 1000 hPa-Luftdruckfeld in anomal positiven und negativen Jahren des Nordniger-Niederschlags im Juli-Januarmittel ab. In den Kompositen zu diesem langen Monatsmittel paust sich regional jeweils die jahreszeitliche Ausbildung der einzelnen Zirkulationsglieder durch, die das Monatsmittel dominiert. Demnach sind in den Karten sommer-, herbst- und winterliche Zirkulationssituationen vereint. In den

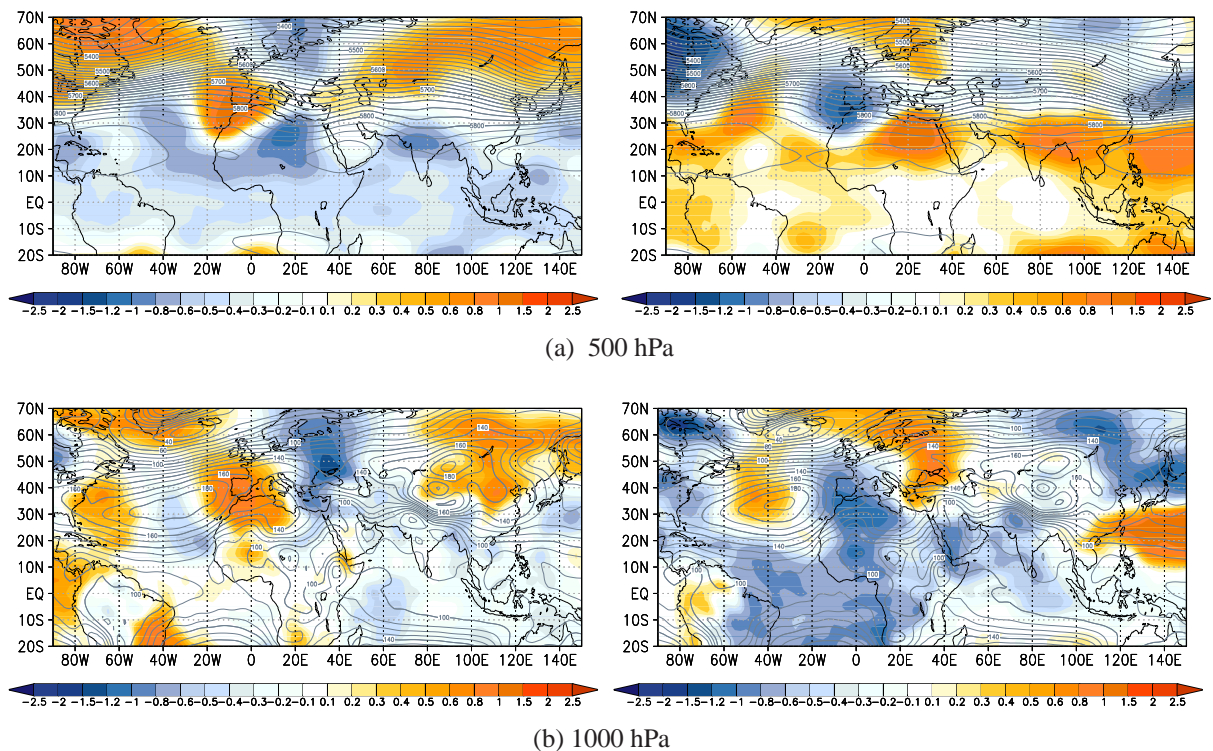


Abb. 6.31: Absolute Topographie (Linien) und zeitliche Anomalien (Farbe) der geopotentiellen Höhen des 500 hPa- (a) und 1000 hPa-Niveaus (b) der positiven (li.) und negativen (re.) Anomalienjahre der Niederschlagsregion Nordniger (Juli-Januar).

anomal positiven Jahren ist der Westmittellmeerraum im 500 hPa-Niveau von einem kleinen Hochdruckrücken überspannt, dessen Achsenlage in etwa der südwest-nordöstlichen Ausrichtung des marokkanischen Küstenverlaufs entspricht (s. Abb. 6.31a, li.) Eine Troglage über dem zentralen Mittellmeerraum schließt daran an. In den anomal negativen Jahren hingegen liegt im 500 hPa-Niveau anstelle des westmediterranen Hochdruckrückens ein Tiefdrucktrog über der Straße von Gibraltar - über dem zentralen Mittellmeerraum tritt keine südwärtige Trogausbuchtung auf. Während in anomal positiven Jahren sowohl das Azoren- als auch das Libyenhoch einen Hochdruckrücken nach Norden hin austreiben, sind die anomal negativen Jahre von ei-

nem mehr zonalen Strömungsverlauf geprägt. Dafür ist dann der Kerndruckbereich der subtropischen Hochdruckzellen intensiviert, was sich an der räumlich größeren Ausdehnung z.B. der 5860 gpm-Isolinie ablesen lässt. Bemerkenswert sind die stromaufwärts gelegenen Tiefdruckanomalien über Labrador, die sich in den Wellenzug aus westatlantischem Rücken, ostatlantischem Trog und ostmediterranem Rücken einfügen.

Im 1000 hPa-Niveau fällt auf, dass in anomal positiven Jahren das Azorenhoch stark nach Osten hin ausgeweitet ist und weit über Zentraleuropa und die südliche Mittelmeerküste vorstößt (s. Abb. 6.31 b, li.). In negativen Anomaliejahren hingegen bleibt die Hochdruckzelle stärker auf den Atlantik beschränkt. Der Kerndruck im Azorenhochzentrum ist trotz der geringen Ausdehnung in anomal negativen Jahren höher als in den anomal positiven Jahren, das zeigte bereits das 500 hPa-Luftdruckfeld. Es scheint, als würde die Intensivierung im Kernbereich der Antizyklone auf Kosten der räumlichen Expansion stattfinden. Für die ganzjährig vorhandene Subtropenzelle kann ohne eine konkretere jahreszeitliche Verankerung über die Ursache der anomalen Ausdehnung nur spekuliert werden. Handelt es sich um eine sommer- bzw. herbstliche Azorenhochsituation, dann könnte ein starker Indienmonsun zur Verstärkung der subtropisch-randtropischen Hochdruckzelle beitragen. Da in der absoluten Topographie der geopotentiellen Höhen des 500 hPa-Niveaus in den anomal negativen Jahren sämtliche Subtropenzellen verstärkt angezeigt sind und da dann weiterhin auch die Kernregion des indischen Hitzetiefs großräumiger ausgeprägt ist, wird für einen starken Indienmonsun in diesen Jahren plädiert. Das würde aber bedeuten, dass sich die ostwärtigen Azorenhochausläufer der anomal positiven Jahre nicht mit einer ISM-bedingten Verstärkung erklären ließen, so wie das im Zusammenhang mit dem ENSO/ISM-Modus postuliert wurde. Auch die Bereiche des niedrigsten Luftdrucks im afrikanischen Hitzetief v.a. über Westafrika und dem Roten Meer sind in den negativen Anomaliejahren weitläufiger ausgedehnt als im Positivkomposit.

Das Niederschlagsverteilungsbild in Abbildung 6.32 bestätigt sowohl die Zirkulationsanomalien in den erläuterten Kompositen als auch das Ladungsmuster der dritten Telekonnektionsmuster-Hauptkomponente. Hohe Anomaliebeträge zeichnen sich im Einzugsbereich des Nordnigers, des Nordtschads, Nordmalis und Saudi Arabiens ab. Diese Anomalien gehen Hand in Hand mit der unterschiedlichen Ausdehnung des Saharischen Hitzetiefzentrums. Sie fallen bei einem kleinräumigeren Hitzetiefzentrum positiv in den anomal positiven Jahren der dritten TP-PC aus, und bei einem großräumigeren Hitzetiefzentrum anomal negativ in anomal negativen TP-PC 3 Jahren. Das kleinräumigere Hitzetiefzentrum in anomal positiven Niederschlagsjahren könnte als das Resultat eines höheren Bewölkungsgrads bei gesteigerten Konvektionsaktivitäten in ITCZ-Bereich angesehen werden. Da die nördlichste Lage der Innertropischen Konvergenzzone im Sommer aber südlicher, bei ca. 10° N verläuft, scheiden ITCZ-abhängige Prozesse

als Erklärung aus (s. Kap. 3.2.2). Ein zweiter Erklärungsansatz für das kleinräumiger ausgeprägte Hitzetiefzentrum über Nordwestafrika ergibt sich aus der Variabilität des *African Easterly Jets*. In feuchten Saheljahren ist der mitteltroposphärische Strahlstrom tendenziell schwach ausgebildet und nach Norden verschoben (s. Kap. 3.2.2). Das kleinräumigere Hitzetiefzentrum über Westafrika in anomal positiven Niederschlagsjahren indiziert möglicherweise eine Lageverschiebung der Jetstreamachse. Da der gleichzeitig angenommene schwache Indienmonsun durch geringere Lufmassensubsidenzen über Nordafrika die Ausbildung eines schwächeren Saharahochs unterstützt (s. Chen 2005), kann der Südrand dieser mitteltroposphärischen Antizyklone - Indikator für die Breitenlage des Strahlstroms - in der Tat nach Norden verlagert sein. Die niederschlagsgenerierenden Prozesse gekoppelt an die Wellenstörungen im Einzugsbereich des Strahlstroms wirken sich dann verstärkt auf die Sahelregion aus. Diese Argumentationskette erscheint für die Breitenlage der beobachteten Niederschlagsanomalien bei ca. 20° N angemessener.

Die Niederschlagsanomalien auf dem Gebiet der Südsommerniederschlagsregionen, allen voran des Nordnigers, fallen im positiven wie im negativen Komposit sehr hoch aus. Das liegt u.a. darin begründet, dass die Kompositbildung auf nur wenigen Fällen beruht - insgesamt auf vier Jahren für den positiven und drei für den negativen Komposit. Selten auftretende Niederschlagsereignisse, die mit sehr hohen Anomaliebeträgen auf dem nordafrikanischen Kontinent einhergehen, lassen außerdem an tropisch-außertropische Wechselwirkungen denken und wurden zunächst hinter den TP-PC 3-Zirkulationsanomalien vermutet. Im Positivkomposit auf Abbildung 6.31 manifestiert sich eine zentralmediterrane Troglage, die das südwärtige Ausgreifen von Trögen der Westdrift über Nordafrika andeuten könnte. Im dargestellten 7-Monatsmittel ist die Troglage allerdings wenig markant und kann nicht als Höhenströmungs-Komponente einer tropisch-außertropischen

Wechselwirkung interpretiert werden. Deshalb wurden auf Basis derselben 7-monatigen Nordniger-Saisonabschnittsreihe (Juli-Januar) auch die einzelmonatliche Kompositen aller Monate zwischen Juli und Januar berechnet und auf „extreme“ Troglagen hin überprüft - in der Hoffnung, dass sich in den einmonatigen Kompositen Hinweise auf stärker südwärtig ausgreifende Tröge verdichten. Keine Zirkulationssituation wurde gefunden, auf Basis derer das TP-PC 3 Fernkopplungsmusters mit gutem Gewissen als Ausdruck einer Wechselwirkung interpretiert werden kann. Wahrscheinlich pausen sich solche eher selten auftretenden Phänomene nicht in den Monatsmitteln durch. Oder der zentralmediterrane Trog im Positivkomposit ist nicht das Resultat derselben. Definitiv sind die Indizien zu schwach, um die starken Niederschlagsanomalien der Nordnigerregion im Zusammenhang mit TP-PC 3 mit tropisch-außertropischen Wechselwirkungen in Verbindung zu bringen.

Die Anomalien mit gegensätzlichen Vorzeichen im West- und Südwestmittelmeerraum erklären die zeitgleichen negativen Ladungen in den Saisonabschnittsdiagrammen der Regionen Iberien, Nordmauretanien, Algerien und des Zentral-MEDs. Sie resultieren vor allem aus dem nördlich erweiterten Azorenhochrücken in positiv anomalen Jahren bzw. der westmediterranen Troglage in negativen Anomaliejahren. Kleinräumige Anomalien mit unterschiedlichem Vorzeichen sind auf dem Gebiet der Niederschlagsregion Israel vorzufinden. Für das Ladungsmuster auf diese Region, das wie der Westmittelmeerraum von primär negativen Ladungen gekennzeichnet ist, müssen die Niederschlagsanomalien über Jordanien verantwortlich zeichnen. Dass gegensätzliche Anomaliebeiträge für Saudi Arabien festgestellt werden, ist ein Indiz für eine mögliche Lageveränderung des Subtropenjets, die das Niederschlagsverteilungsbild im Nahen und Mittleren Osten verursacht. Keinen Hinweis lieferte das Ladungsmuster für die Niederschlagsanomalien, die sich auf dem Gebiet der Türkei abzeichnen. Umgekehrt können die negativen Ladungen auf die Niederschlagsregion Israel im Winter und Frühjahr nicht eindeutig durch das Niederschlagsverteilungsbild erklärt werden, da nur schwache und zumeist nicht gegensätzliche Anomalien die Großregion prägen.

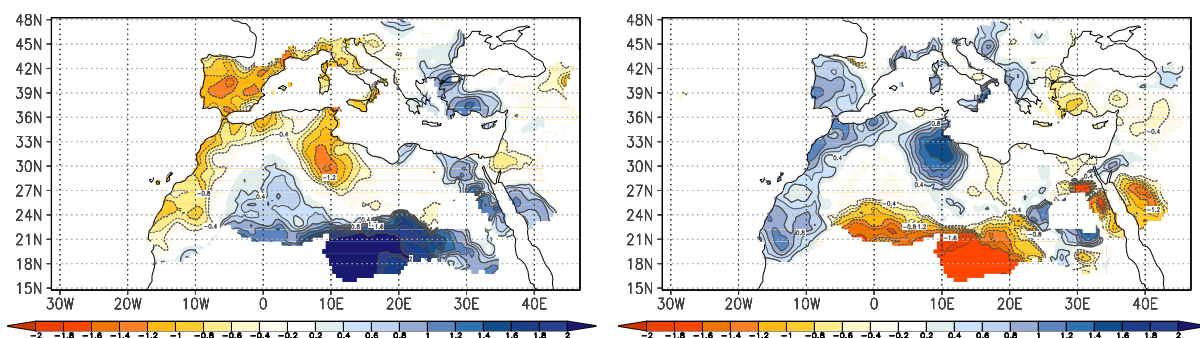


Abb. 6.32: Mittlere standardisierte Niederschlagsanomalien im Mittelmeerraum in anomal positiven (li.) und anomal negativen (re.) Jahren des Niederschlags im Nordniger im Juli-Januarmittel. Blaue Farben markieren Positiv-, gelbe und rote Farben Negativanomalien.

6.4.4 Zusammenhänge mit tropischen Telekonnektionsindizes

Die Hauptkomponente aus der gekoppelten Analyse, die mit der hier diskutierten TP-PC 3 übereinstimmt, ist ebenfalls diejenige mit dem dritthöchsten Anteil an der erklärten Gesamtvarianz. Sie korreliert mit dem *Score* von TP-PC 3 in einer Höhe von $r = 0.97$, mit den Ladungen mit $r = 0.87$. Der tropische Fernkopplungsindex, auf den die dritte cTP-PC in vergleichbarer Weise lädt wie TP-PC 3 auf die mediterranen Niederschlagsregionen, ist der WASI - der Niederschlag-

sindex, der die Sahelniederschlagsvariabilität umschreibt (s. Abb. 6.33). Auf den neunmonatigen Saisonabschnitt August-April entfällt die maximale cTP-PC 3 Ladung von $r = 0.72$, die sich unter allen tropischen Telekonnektionsindizes einstellt. Die WASI-Korrelationskarte des Juli-

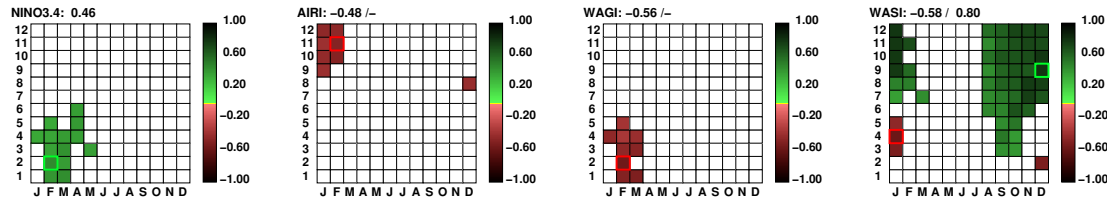


Abb. 6.33: Ladungsmuster von cTP-PC 3 in den Saisonabschnittsdiagrammen des NINO3.4- (a), des AIRI- (b), des WAGI- (c) und des WASI- (d) Index. Auf der y-Achse der Abschnittsdiagramme ist die Länge der Saisonabschnitte aufgetragen, die sich zwischen einem und zwölf Monaten bewegt. Auf der x-Achse befinden sich die Zentralmonate der insgesamt 144 Saisonabschnitte. Nur statistisch signifikante Ladungen ($\alpha = 0.001$) sind dargestellt. Die signifikanten Ladungen mehrmonatiger Saisonabschnitte sind zentriert eingetragen, z.B. für Februar-März auf der x-Achse an der Stelle des Februars (F) und z.B. für Februar-April auf der x-Achse an der Stelle von März (M). Die positiven Ladungen sind in Grüntönen, die negativen in Rottönen markiert. Die maximal positive Ladung ist durch ein grünes Quadrat, die maximal negative Ladung durch ein rotes Quadrat hervorgehoben. Gleichzeitig erscheinen die Zahlenwerte dieser beiden Ladungen in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme.

Juni-Mittels als der für TP-PC 3 repräsentative Saisonabschnitt ist auf Abbildung 6.34 (li.) der stellvertretenden TP-PC 3 Nordniger-Korrelationskarte gegenübergestellt. Übereinstimmungen zeigen sich sowohl im Vorhandensein als auch der lagekonformen Anordnung der wesentlichen Kopplungszentren. Sämtliche Zentren der WASI-Karte weisen aber höhere Korrelationskoeffizienten auf als die analogen der Nordniger-Karte. Auffällig ist, dass die subtropischen Negativzentren in der WASI-Korrelationskarte in ein breites Band an Negativkorrelationen eingebettet sind, das die gesamte tropische Troposphäre einnimmt (Abb. 6.34, li.). Dieses Korrelationsband begegnete uns mit umgekehrtem Vorzeichen bereits im Fernkopplungsmuster des ENSO/ISM-Modus. Auf der Nordniger-Korrelationskarte hingegen tritt keine signifikante innertropische Troposphärenkopplung hervor (Abb. 6.34, re.). Wie dieser Vergleich dennoch zeigt, sind die dominanten atmosphärischen Kopplungszentren des Nordniger-Niederschlags vergleichbar mit denen des WASI. Die ganzjährige WASI-Niederschlagsvariabilität gibt das TP-PC 3 Fernkopplungsmuster lediglich mit einer höheren Kopplungsintensität wieder. In Folgenden wird TP-PC 3 demnach als WASI-Modus bezeichnet.

Ob sich das Sahel-Signal, das der WASI-Modus im Luftdruckfeld repräsentiert, auch in der Variabilität der mediterranen Niederschlagsregionen durchpaust, zeigt das Resultat der bivariaten Korrelation zwischen WASI und den 15 Niederschlagsindizes. Diese Ergebnisse sind für stellvertretende Beispiele auf Abbildung 6.35 dargestellt. Sämtliche Sommerniederschlagsregionen sind hoch mit der WAS-Indexzeitreihe gekoppelt. Die südwestlichen Regionen des Nie-

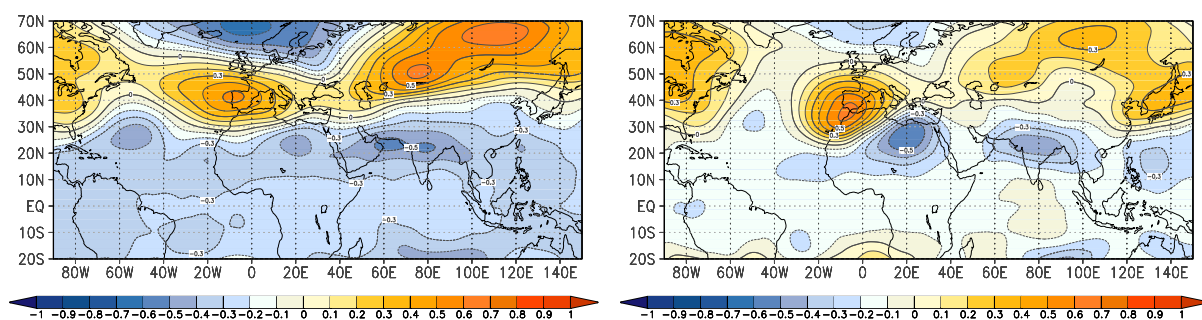


Abb. 6.34: Korrelationskarte zwischen WASI und dem 500 hPa-Luftdruckfeld im August-April (li.) und repräsentative TP-PC 3-Korrelationskarte des Nordnigers im Juli-Januarmittel (re.) im 500 hPa Luftdruckfeld. Der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen.

derschlagsuntersuchungsgebiets, wie z.B Nordmali (Abb. 6.35 a) und Zentralmauretanien korrelieren sehr hoch mit dem WAS-Index vor allem in den Übergangsjahreszeiten und maximal jeweils im Februar ($r = 0.80$ bzw. $r = 0.83$). Die südöstlicheren, wie der Nordniger (Abb. 6.35 b) und Nord-Tschad, zeigen Maximalkorrelationen jeweils in den 11-Monatsmitteln August-Juni mit $r = 0.78$ bzw. $r = 0.70$. Die ganzjährige Niederschlagsvariabilität der Südsaumregionen ist also wesentlich an die Variabilität des westafrikanischen Monsunsystems gebunden, die im WASI zum Ausdruck kommt. Dass die hohen Korrelationsbeträge für die südwestlichen Niederschlagsregionen auf die Übergangsjahreszeiten entfallen, wie das Saisonabschnittsdiagramm der Nordmali-Region zeigt, untermauert den Zusammenhang mit der Variabilität des *African Easterly Jets* und der *African Easterly Wave*-Dynamik, die vor allem für die Sahelniederschlagsentwicklung in den Übergangsjahreszeiten verantwortlich zeichnet (vgl. Kapitel 3.2.2). Die negativen *time-lags*, die vor allem im Nordniger-Diagramm auftreten, scheinen zumeist für die Sommer-Saisonabschnitte den stärksten Zusammenhang zum WASI im Spätsommer (Saisonabschnitte mit Zentralmonat August bzw. September) zu markieren.

Keine Erklärung findet sich für die Tatsache, dass sich die Maximalkorrelationen im Monat Februar manifestieren, der nicht in den zeitlichen Wirkungsbereich des westafrikanischen Sommermonsuns fällt. Ein Hinweis sind die signifikanten Ladungen der dem WASI-Modus entsprechenden cTP-PC 3 auf den NINO3.4-Index in dieser Jahreszeit (vgl. Abb. 6.33). Dann allerdings ist der NINO3.4-Index wiederum nicht mit der Niederschlagsvariabilität Nordmalis gekoppelt. Der Nordmali-Sommerniederschlag verzeichnet dafür schwache Negativkorrelationen ($r = -0.55$) mit einem Zeitversatz auf den Frühjahrs-NINO3.4. Ohne aber eine zugehörige Prozesskette im Luftdruckfeld oder den Meeresoberflächentemperaturen beobachten zu können, die ein solches Signal über mehrer Monate hinweg transportiert, ist dieser statistische Zusammenhang nicht interpretierbar.

In Abbildung 6.35 ist auch das Saisonabschnittsdiagramm Iberiens dargestellt, stellvertretend

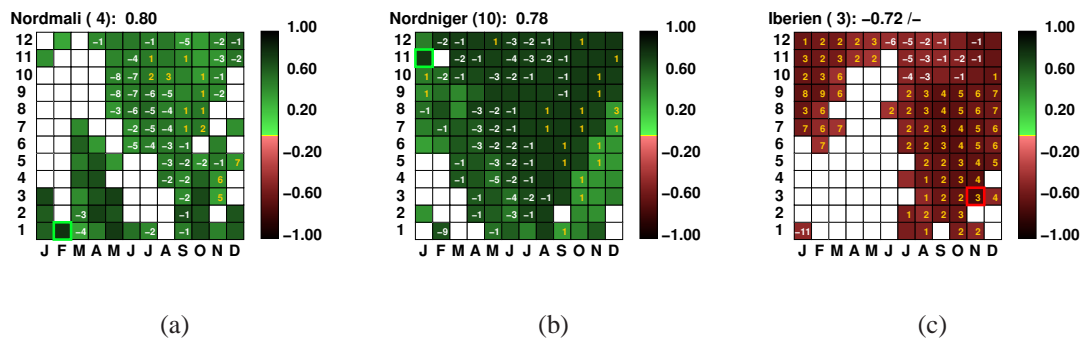


Abb. 6.35: Saisonabschnittsdiagramme für den maximal positiven Zusammenhang zwischen der Variabilität des WAS-Index und des Niederschlags in Nordmali (a), Nordniger (b) und in Iberien (c); Nur statistisch signifikante Korrelationskoeffizienten ($\alpha = 0.05$) sind dargestellt - positive in Grün- und negative in Rottönen. Auf der y-Achse ist die Länge der Saisonabschnitte (1-12 Monate) aufgetragen, auf der x-Achse stehen die Zentralmonate (Januar-Dezember) der Saisonabschnitte. Die signifikanten Korrelationskoeffizienten sind zentriert eingetragen; z.B. für Februar-April und für Februar-Mai auf der x-Achse an der Stelle von März (M). Der maximal positive (negative) Korrelationskoeffizient ist durch ein grünes (rotes) Quadrat hervorgehoben und erscheint als Ziffernwert in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme; gelbe Ziffern stehen für positiven Zeitversatz, d.h. die Zusammenhangsgröße (z.B. NINO3.4) schreitet dem Niederschlag zeitlich voran; weiße Ziffern stehen für negativen Zeitversatz (umgekehrt).

für diejenigen Regionen, die durch negative TP-PC 3 Ladungen gekennzeichnet sind. Analog zu den negativen Ladungen haben auch die teilweise hohen Korrelationskoeffizienten mit dem WAS-Index ein negatives Vorzeichen. In den ein- bis fünfmonatigen Saisonabschnitten tritt eine signifikante Kopplung in der zweiten Jahreshälfte hervor, in den längeren Mitteln weiten sich die Korrelationen bis auf das Gesamtjahr hin aus. Vor allem in den kürzeren Saisonabschnitten wird ein Zeitversatz in der Kovariabilität ersichtlich und zeigt die stärksten Kopplungen zwischen iberischem Herbst- und Winterniederschlag und dem Sommer-Sahelindex an. Auch die Maximalkorrelation von $r = -0.72$ zwischen dem Oktober-November-Niederschlag Iberiens und dem Juli-September-Mittel des WASI spiegelt diesen Zeitversatz wider. Um den zu Grunde liegenden zirkulationsdynamischen Zusammenhang zu klären, wurde die zugehörige Korrelationskarte unter Berücksichtigung des 3-monatigen Zeitversatzes gebildet. Auf Abbildung 6.36 eröffnet sich ein Bild, das bereits in der Diskussion um den ENSO/ISM-Modus auftrat: der mediterrane Luftdruck-Dipol, eingebunden in eine übergreifende räumliche Kopplungsstruktur, die auch die ENSO-Telekonnektionszentren involviert.

Dass also ein Signal der westafrikanischen Sommermonsunvariabilität im westmediterranen Niederschlag festgestellt wird, zu einem Zeitpunkt, zu dem bereits die Umstellung auf die Wintermonsunzirkulation erfolgt sein muss, ist möglicherweise auf die Persistenz der El Niño-Southern Oscillation zurückzuführen. Hier geben die partiellen Korrelationskoeffizienten wei-

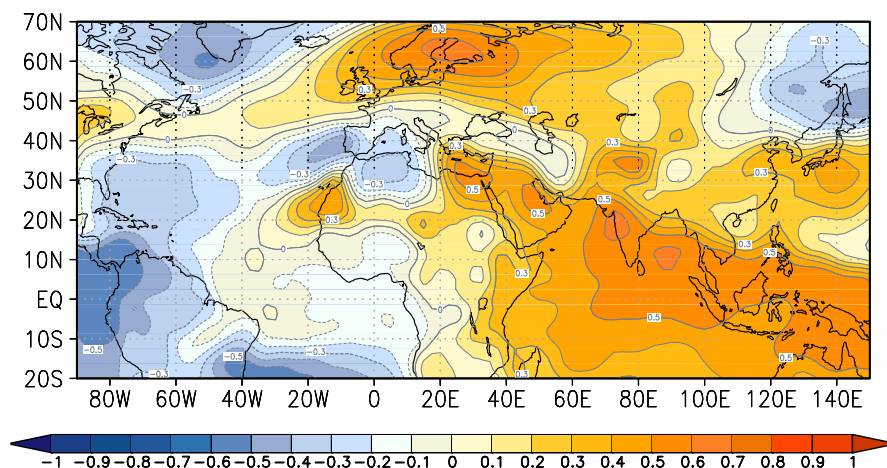


Abb. 6.36: Zeitversetzte Korrelationskarte zwischen dem Iberienniederschlag im Oktober-Novembermittel und dem 1000 hPa-Luftdruckfeld im Juli-Septemberrmittel. Der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen.

terreichenden Aufschluss über den Zusammenhang zwischen der Iberienniederschlags-, der Sahelniederschlags- und der ENSO- Variabilität. Betrachtet man zunächst den einfacheren simultanen Fall, dann werden für das Juli-Septemberrmittel des Iberienniederschlags sowohl statistisch signifikante Korrelationen mit dem WASI ($r = -0.44$) als auch mit dem NINO3.4-Index ($r = 0.58$) verzeichnet. Unter ENSO-Ausschluss wird die Iberien-Sahelkorrelation insignifikant ($r_{part} = -0.16$), während die Iberien- ENSO-Korrelation unter WASI-Ausschluss zwar geringer ausfällt, aber signifikant bleibt ($r_{part} = 0.45$). ENSO scheint also die entscheidende Größe für die Sommerkopplung zwischen dem Sahel- und dem Iberienniederschlag zu sein.

Anders verhält es sich aber für die oben diskutierte *time-lag* Korrelation: dann ist erstens der Korrelationskoeffizient mit dem WASI höher als der mit ENSO ($r = -0.72$ bzw. $r = 0.64$) und zweitens bleiben beide partiellen Korrelationskoeffizienten signifikant ($r_{part} = 0.56$ bzw. $r_{part} = 0.41$). Das lässt die Schlussfolgerung zu, dass der gemeinsame ENSO/WASI-Einfluss ausschlaggebend für die stärkste Kopplung zum iberischen Niederschlag ist. Betrachtet man die Kopplung der beiden Telekonnektions-Indizes (vgl. Tab. 6.5), des NINO3.4- und des WAS-Index, dann zeigt sich, dass der Hochsommer-WASI (Juli-September) signifikant mit allen ENSO-Saisonabschnitten zwischen Frühsommer (April-Juni) und Hochsommer (Juli-September) korreliert ist, auch unter Ausschluss des iberischen Niederschlags. Ab dem Spätsommer (August-Oktobermittel) aber fallen die partiellen Korrelationen nicht nur in den insignifikanten Bereich ab, sondern gehen gegen Null. Das bedeutet, dass die Korrelation zwischen ENSO und dem Sahelniederschlag ab dem Spätsommer bzw. Frühherbst auf dem Variabilitätsanteil basiert,

der, dem Iberienniederschlag implizit ist. Möglicherweise sind die auf ENSO zurückführbaren Variabilitätsanteile sowohl des Sahel- als auch des westmediterranen Niederschlags zwischen Früh- und Hochsommer von verschiedenen Einflussgrößen (SSTs bzw. Zirkulation) gesteuert. Eine unvorsichtige Schlussfolgerung wäre jene, dass der Sahel-Niederschlag ab Hochsommer/Spätherbst mit ENSO scheinkorreliert ist.

Tab. 6.5: Bivariate (erste Spalte) und partielle (zweite Spalte) Korrelationskoeffizienten zwischen dem Juli-Septemberrmittel des WAS-Index und dem NINO3.4-Index in unterschiedlichen Saisonabschnitten. Die partiellen Korrelationen errechnen sich unter Ausschluss des iberischen Niederschlags im jeweiligen Saisonabschnittsmittel. Alle bivariaten Koeffizienten sind mit $\alpha = 0.05$ signifikant. Die Signifikanz der partiellen Korrelationskoeffizienten auf diesem Signifikanzniveau ist in der dritten Spalte eingetragen (drei Sterne: signifikant, kein Stern: nicht signifikant).

	$r_{NINO3.4}$	$r_{part/NINO3.4}$	$\alpha = 0.01$
AMJ	-0.48	-0.45	***
MJJ	-0.54	-0.54	***
JJA	-0.56	-0.50	***
JAS	-0.57	-0.43	***
ASO	-0.51	-0.24	
SON	-0.46	-0.03	
OND	-0.40	-0.07	

Für die südlichen Niederschlagsregionen lässt sich dieser ENSO/Sahel-Zusammenhang so nicht formulieren. Denn für den Nordniger, der sehr gut von TP-PC 3 repräsentiert wird und darüber hinaus mit dem WAS-Index sehr hoch korreliert ist, können keine statistisch signifikanten Korrelationen mit der ENSO- oder auch der Indienmonsun-Variabilität gefunden werden. Und auch die Kopplung zwischen dem Niederschlag in Nordmali und dem WASI, die zeitweise gemeinsame Varianzerklärungsanteile von bis zu 50% aufweist, muss auf Grund mangelnder signifikanter Korrelationen als von ENSO/ISM unberührt eingeschätzt werden.

Da sich mit keinem der außertropischen Telekonnectionsindizes eindeutige Zusammenhänge mit insbesondere dem Niederschlag der Südsaumregionen eröffnet, entfällt das Unterkapitel zur Betrachtung des WASI-Modus im Spiegel außertropischer Telekonnectionen. Es stellen sich zwar mit verschiedenen Indizes, wie z.B. dem NAOI oder dem AO-Index, diffus verbreitete, schwache Korrelationen ein, teilweise auch im zeitlichen Wirkungsbereich der dritten TP-PC. Aber keiner der außertropischen Telekonnections-Indizes umschreibt die Niederschlagsvariabilität der Südsaumregionen so umfassend, wie der Sahel-Niederschlagsindex WASI das vermag.

6.4.5 Zusammenfassende Diskussion der Kopplungsmechanismen

Die dritte Telekonnektionsmuster-Hauptkomponente ist ein Fernkopplungsmuster, das die Sahelniederschlagsvariabilität am Südsaum des Untersuchungsraums repräsentiert. Vor allem der Niederschlag im Nordniger, Nordtschad und Nordmali zeichnet sich durch Positiv- bzw. Negativanomalien im Positiv- bzw. Negativmodus dieser Fernkopplungsmuster-Hauptkomponente aus. Als die wahrscheinlichste Ursache für diese Niederschlagsanomalien werden Lage- und Intensitätsanomalien im *African Easterly Jet* betrachtet. Auch für die Telekonnektionsmuster einzelner west- und ostmediterraner Niederschlagsregionen zeigt das Ladungsmuster signifikante Übereinstimmungen zum WASI-Telekonnektionsmuster an. Diese Übereinstimmungen resultieren aus der spiegelbildlichen Musterähnlichkeit zwischen dem WASI- und dem führenden ENSO/ISM-Modus, für den zeitgleich zumeist höhere und positive Ladungen verzeichnet werden. Am Beispiel der Iberischen Halbinsel wurde ein möglicher Zusammenhang mit dem WASI-Modus überprüft, da signifikante Negativkorrelationen zwischen iberischem Sommer-niederschlag und dem WAS-Index beobachtet wurden. Zwischen Früh- und Hochsommer konnte diese Kopplung auf die Variabilität der *El Niño-Southern Oscillation* zurückgeführt werden. Das bedeutet, dass nicht die Signale des westafrikanischen Sommermonsuns, sondern vielmehr die der ENSO-Variabilität als, für die iberischen Sommerniederschlagsanomalien bedeutsam erachtet werden. Ab dem Spätsommer verschwindet die Sahel-ENSO-Kopplung unter Herauspartialisierung der westmediterranen Niederschlagsvariabilität. Das zeigt zumindest, dass der Zusammenhang des Mittelmeerraums auf die nordwestafrikanische Niederschlagsvariabilität nicht unterschätzt werden darf. Für die betroffenen Niederschlagsregionen des mediterranen Teilraums zeichnet sich allerdings der ENSO/ISM-Modus als der bessere Stellvertreter ab.

Der WASI-Modus ist dem ENSO/ISM-Modus zwar sehr ähnlich, dennoch tritt er als eigenständige TP- Hauptkomponente auf. Er stellt nämlich nicht alleine ein Spiegelbild des *leading modes* dar, sondern Lage und Ausprägung der Kopplungszentren differieren teilweise. Das konnte beispielsweise durch das Fehlen der, für ENSO charakteristischen Kopplungsregion der tropischen Troposphäre in der repräsentativen Nordniger-Korrelationskarte gezeigt werden. Analog dazu konnten für die am besten durch TP-PC 3 repräsentierten Sommerniederschlagsregionen keine statistisch signifikanten Korrelationen mit der ENSO oder dem Indienmonsun ausgemacht werden.

Da der WASI-Modus keine sichtbaren Einflüsse aus der Sahelregion in den Mittelmeerraum hinein erkennen lässt, erfolgt die Einordnung in die Fachliteratur stark verkürzt. Generell ließen sich die, mit dem WASI-Modus einhergehenden Niederschlagsanomalien im Einzugsbereich des westafrikanischen Sommermonsuns mit den Theorien zur *African Easterly Jet*-Variabilität

(Thorncroft & Blackburn 1999, Grist 2002) und des Sahara-Hochs (Chen 2005) erklären. Die entgegengesetzten westmediterranen Niederschlagsanomalien resultieren vor allem durch die unterschiedliche ostwärtige Ausdehnung des Azorenhochs. Mangels konkreter jahrezeitlicher Einordnung der Zirkulationssituationen können nur spekulative Aussagen über die Ursache gemacht werden. In der Diskussion um den ENSO/ISM-Modus zeigte sich im Sommer und Herbst von Jahren mit positiven Indienmonsunniederschlägen das Azorenhoch ostwärtig über den West- und Zentralmittelmeerraum ausgedehnt. In den Anomaliejahren, die den hier diskutierten Kompositen zu Grunde lagen, manifestierte sich eine ostwärtige Verstärkung der atlantischen Hochdruckzelle allerdings in den Jahren mit einem schwächer ausgebildeten indischen Hitzetief. Wollte man nun, auf Grund des herausgearbeiteten TP-PC 3-Zusammenhangs zur Sahelniederschlagsvariabilität, die Azorenhochausläufer in Folge von Subsidenzen aus dem westafrikanischen Monsunsystem betrachten (vgl. Sultan & Janicot 2003, Chen 2005), dann müsste entweder das afrikanische Hitzetief oder das Sahara-Hoch in diesen Jahren intensiver hervortreten. Und gerade das ist nicht der Fall. Die unscharfen Rahmenbedingungen der zeitlichen Verortung sprechen weiterreichenden Betrachtungen an dieser Stelle entgegen.

Demzufolge muss als Ursache für die westmediterrane Niederschlagskopplung mit dem WAS-Index, die nicht auf die ENSO-Variabilität zurückgeführt werden kann, wie auch beim SCAND/-WAGI-Modus von einer außertropisch-tropischen Fortpflanzungsrichtung von Anomaliesignalen ausgegangen werden. Die räumliche Azorenhochvariabilität spielt möglicherweise auch in dieser Kopplung die entscheidende Rolle: ein ostwärtig verstärktes Azorenhoch - Ursache für negative westmediterrane Niederschlagsanomalien - könnte über einen intensivierten Nordostpassat und Feuchtetransport nach Westafrika (Rowell 2003, Jung et al. 2006, Fontaine et al. 2009) feuchte Sahelbedingungen nach sich ziehen.

6.5 TC-PC 4: EA-WR/NATL-Modus

6.5.1 Das Fernkopplungsmuster

Die vierte Telekonnektionsmuster-Hauptkomponente erklärt noch 9% der Fernkopplungseigenschaften des mediterranen Niederschlags. Sie repräsentiert zwei außertropische Kopplungen, das *East Atlantic/West Russia-Pattern* und die Variabilität des Nordatlantischen Tripols. Diese Niederschlagstelekonnektion wird diskutiert, weil die Variante der gekoppelten TP-PCA Übereinstimmungen mit den Fernkopplungsmustern des Westafrika-Guineaindex anzeigte. Über die weiterreichenden Analysen ließ sich zwar nicht dieser Zusammenhang untermauern, wohl aber traten räumliche Überschneidungen zwischen den SST-Anomaliemuster der *El Niño-Southern Oscillation* und dem des Nordatlantischen Tripols auf.

Die stellvertretenden Korrelationskarten sind die des Balkanniederschlags im November-April-Mittel, in Abbildung 6.37 dargestellt. Im 500 hPa-Niveau (Abb. 6.37, li.) treten vier dominante Kopplungszentren hervor - zwei mit positivem und zwei mit negativem Vorzeichen. Das negative Primärkopplungszentrum liegt über Mitteleuropa und reicht mit Koeffizienten von $r < -0.70$ in den nördlich-zentralen Mittelmeerraum hinein. Es ist mit zwei schwächeren Negativzentren über dem zentralen Nordatlantik bzw. der US-amerikanischen Ostküste verbunden. Ein negatives Fernkopplungszentrum befindet sich im Osten des Untersuchungsgebiets über der ostchinesischen Küste und dem Japanischen Meer und erreicht im Kern Koeffizientenbeträge von $r \leq -0.60$. Das stärkste positive Telekonnektionszentrum erstreckt sich von der Barentsee bis nach Ägypten und mündet in ein schwächeres Sekundärzentrum über Birma. Das Kerngebiet mit Maximalkorrelationen von $r \geq 0.70$ liegt nördlich des Kaspischen Meeres. Ein zweites starkes Positivzentrum reicht von Neufundland bis Island mit einer Kernregion ($r \geq 0.60$) über der Südspitze Grönlands.

Im 1000 hPa-Niveau (Abb. 6.37, re.) erscheinen die positiven Telekonnektionszentren räumlich zusammenhängend als wellenförmige Kopplungsregion in mittlerer bis subpolarer Breitenlage am Nordrand des Untersuchungsgebiets. Die Kernregionen mit den höchsten Koeffizienten sind mit Bezug auf das 500 hPa-Niveau nach Südosten verschoben und liegen nun nordöstlich des Aralsees bzw. über der Westküste Grönlands. Auch das negative Primärkopplungszentrum hängt stärker mit dem Nordatlantikzentrum zusammen und dehnt sich darüber hinaus mit noch hohen Korrelationsbeträgen bis weit in das östliche Nordafrika hinein aus. Das Kerngebiet dieses Zentrums mit Koeffizienten kleiner -0.70 befindet sich im 1000 hPa-Niveau über der Adria bzw. der Dinaridenküste. Das schwache (negative) Kopplungszentrum über dem Südosten der USA ist ebenso wie das (positive) über dem Japanischen Meer schwächer als im 500 hPa-Niveau ausgebildet, die Koeffizientenbeträge liegen nicht mehr im statistisch signifi-

kanten Bereich. Dass die drei Hauptkopplungszentren über Grönland, nördlich des Kaspischen Meeres/Aralsees und im zentralnördlichen Mittelmeerraum sowohl in den höheren als auch den niedrigen Troposphärenschichten auftreten, ist ein Hinweis auf ihre dynamische Genese im Rahmen einer außertropischen, großskaligen Wellenkonfiguration.

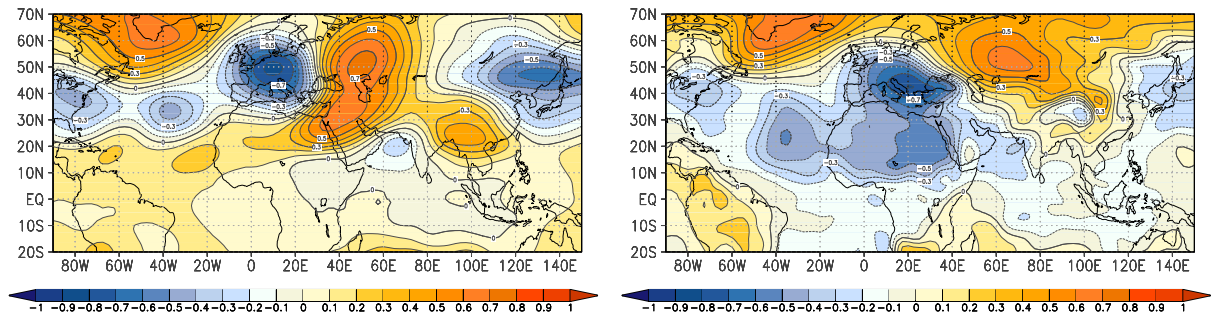


Abb. 6.37: Repräsentative heterogene TP-PC 4-Korrelationskarten des Balkanniederschlags für das 500 hPa-Niveau (li.) und 1000 hPa-Niveau (re.) im Saisonabschnitt November-April. Positive Korrelationskoeffizienten sind in Gelb- und Rottönen dargestellt, negative in Blautönen. Die Isolinien verdeutlichen die Stärke der Korrelationen im Abstand von 0.1.

6.5.2 Die raumzeitliche Variabilität

Die am stärksten mit diesem Muster gekoppelten Regionen, das ließ bereits die 1000 hPa-Korrelationskarte vermuten, liegen im zentralnördlichen bzw. nordöstlichen Mittelmeerraum (vgl. Abb. 6.38). Neben dem Balkan ist das der zentrale Mittelmeerraum und die Türkei. An deren Saisonabschnittsdiagrammen lässt sich ablesen, dass das TP-PC 4-Muster zwischen Spätherbst und Frühjahr auftritt. Der maximale Ladungsbetrag in einer Höhe von $r = 0.91$ entfällt auf das Winterhalbjahr des Balkanniederschlags (Oktober-Märzmittel). Im westlichen Mittelmeerraum weisen die winterlichen Fernkopplungsmuster des nord- ($r = 0.77$, September-Februar) und zentralmauretanischen sowie des algerischen Niederschlags ebenfalls eine moderate Ähnlichkeit mit dem TP-PC 4-Score auf. Schwieriger zu interpretieren sind die signifikanten Ladungsbeträge auf die Frühsommermonate Iberiens, Israels ($r = 0.59$, April-Juli) und Ägyptens. Möglicherweise drücken diese Ladungen das Auftreten eines der TP-PC 4 sehr ähnlichen Telekonnektionsmusters im Spätfrühjahr bzw. Frühsommer aus. Ähnliches wird für die schwachen negativen Ladungen auf die Kopplungsmuster der Sommersaisonabschnitte Nordmalis angenommen. Daneben treten ebenfalls negative Ladungen in den Wintermonaten der restlichen Südsaumregionen Nordniger, Nord-Tschad ($r = -0.66$, September-April) und Nord-sudan auf. Diese wiederum lassen einen signifikanten Zusammenhang der TP-PC 4 mit der afrikanischen Winterniederschlagsvariabilität vermuten.

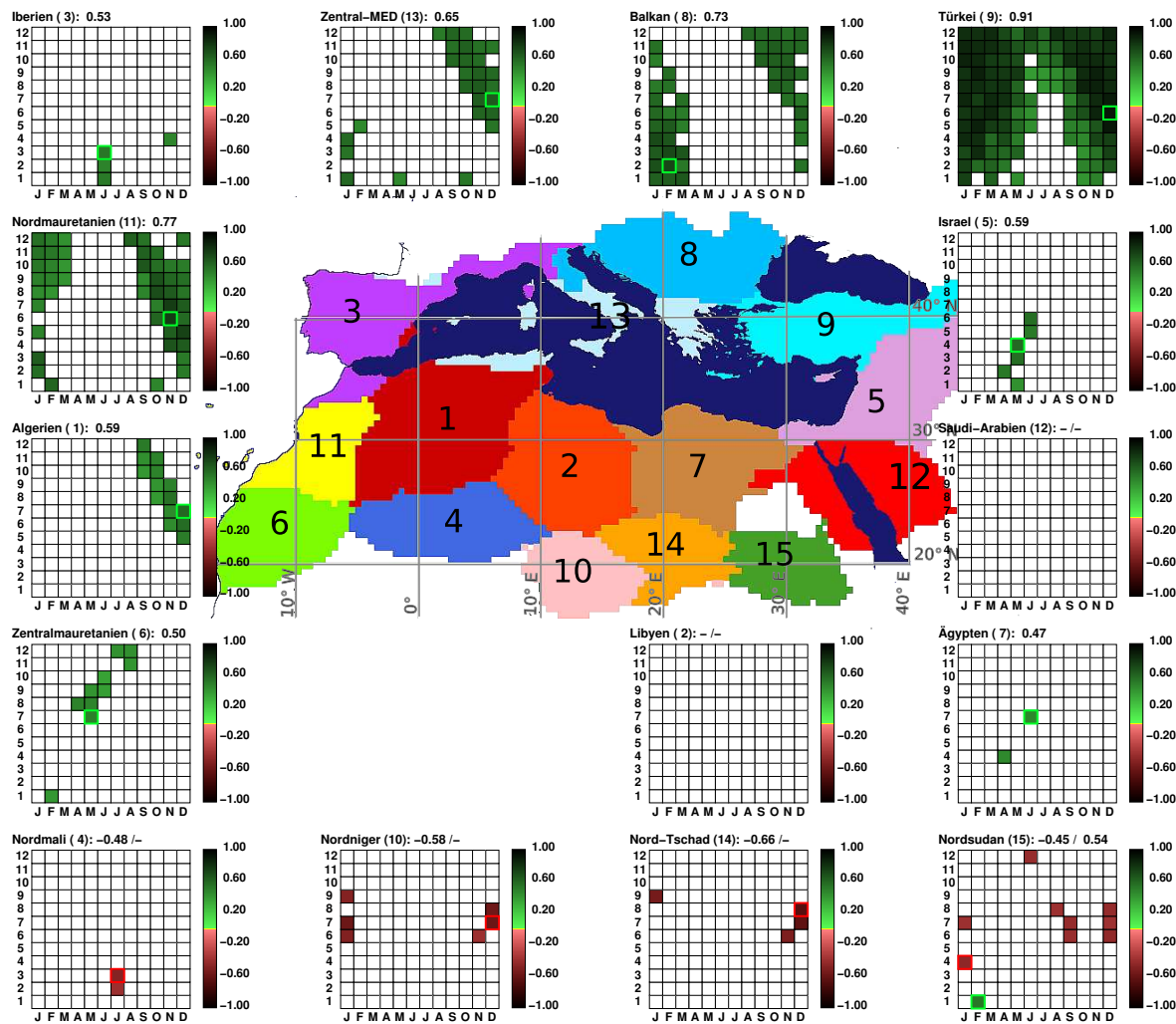


Abb. 6.38: Ladungen von TP-PC 4 auf die Saisonabschnitte der 15 mediterranen Niederschlagsregionen, dargestellt durch ein Saisonabschnittsdiagramm je Niederschlagsregion. Auf der y-Achse der Abschnittsdiagramme ist die Länge der Saisonabschnitte aufgetragen, die sich zwischen einem und zwölf Monaten bewegt. Auf der x-Achse befinden sich die Zentralmonate der insgesamt 144 Saisonabschnitte. Nur statistisch signifikante Ladungen ($\alpha = 0.001$) sind dargestellt. Die signifikanten Ladungen mehrmonatiger Saisonabschnitte sind zentriert eingetragen, z.B. für Februar-März auf der x-Achse an der Stelle des Februars (F) und z.B. für Februar-April auf der x-Achse an der Stelle von März (M). Die positiven Ladungen sind in Grüntönen, die negativen in Rottönen markiert. Die maximal positive Ladung ist durch ein grünes Quadrat, die maximal negative Ladung durch ein rotes Quadrat hervorgehoben. Gleichzeitig erscheinen die Zahlenwerte dieser beiden Ladungen in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme.

6.5.3 Die Zirkulationsdynamik und das regional differenzierte Niederschlagsverteilungsbild

Um die Zirkulationsdynamik in den Anomaliejahren von TP-PC 4 kenntlich zu machen, müssen zwei verschiedene Kompositenpaare herangezogen werden. Im 500 hPa-Niveau sind das die Kompositen zu den anomalen Niederschlagsjahren der Türkei im Januar (Abb. 6.39a), im 1000 hPa-Niveau die der Balkanregion im 7-Monatsmittel November-März (Abb. 6.39b). Für die Kompositen des 500 hPa-Niveaus wird deswegen auf einen einzelmonatlichen Saisonabschnitt zurückgegriffen, weil sich wegen der geringeren räumlichen Variabilität der geopotentiellen Höhen des 500 hPa-Luftdruckniveaus in einem 7-Monatsmittel kaum mehr Differenzen zwischen negativen und positiven Anomaliejahren erkennen lassen. Umgekehrt ist im siebenmonatigen Saisonabschnitt des Bodenniveaus die tropische Variabilität besser abgebildet, da sich die Persistenz der thermischen Zirkulationsglieder durchpaust.

In regenreichen Januarmonaten der Türkei greift im 500 hPa-Niveau ein Trog über Osteuropa in

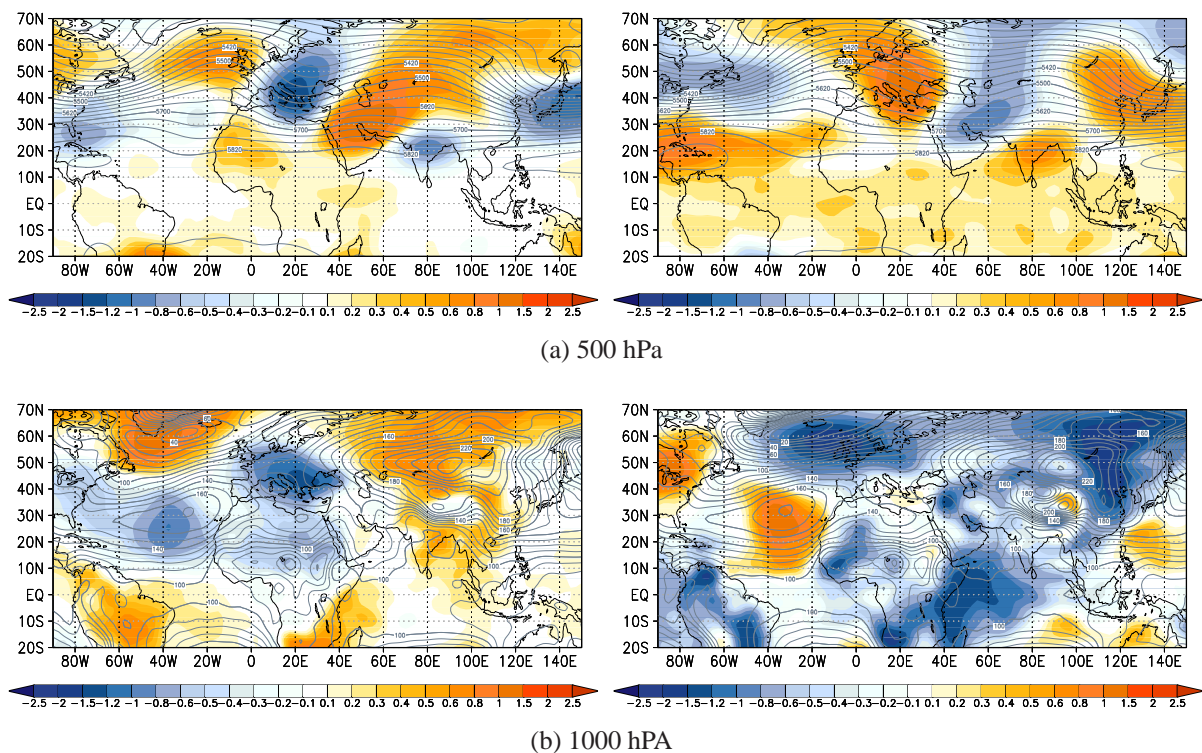


Abb. 6.39: Absolute Topographie (Linien) und zeitliche Anomalien (Farbe) der geopotentiellen Höhen des 500 hPa-Niveaus in positiven (li.) und negativen (re.) Anomaliejahren der Niederschlagsregion Türkei im Januar (a) sowie des 1000 hPa-Niveaus der Niederschlagsregion Balkan im November-April (b). Gelbe und rote Farben markieren Positiv-, blaue Farben Negativanomalien.

den Mittelmeerraum hinein aus (Abb. 6.39a, li.). Die Adria und die Ägäis liegen unter der Vor-

derflanke dieses Höhentrogs. Über dem Nordostatlantik ist das Azorenhoch stark aufgesteilt, möglicherweise zeigen die Antizyklonalanomalien über den Britischen Inseln ein *Blocking*-Ereignis der Westdrift an. Gleichzeitig ist die Hochdruckzelle über dem zentralen Atlantik und dem Südosten der USA relativ schwach ausgebildet. Eine weitere Antizyklonalanomalie dominiert das Luftdruckfeld über Saudi-Arabien und dem Arabischen Meer und dehnt sich bis in den Einzugsbereich des quasipermanenten Höhentrog über Ostasien hinein aus.

In anomal trockenen Januarmonaten in der Türkei hat die 500 hPa-Höhenströmung einen zonalen Charakter (vgl. Abb. 6.39a, re.). Die großskalige Trog-Rückenabfolge über dem eurasischen Kontinent scheint, relativ zu den anomal trockenen Jahren, nach Osten hin verschoben zu sein. Das Azorenhoch ist über dem Atlantik verstärkt, insbesondere über den Karibischen Inseln. Über dem südwestlichen und südlich-zentralen Mittelmeerraum erstreckt sich ein relativ flachwelliger Hochdruckrücken. Gleichzeitig ist auch der osteuropäische Höhentrog von kleiner Amplitude und die Höhenströmung über Saudi Arabien greift nur unmerklich nach Norden hin aus. Im Gegensatz dazu scheint der Höhentrog über Ostchina und Japan regelhaft aufzutreten und nur durch Intensitätsschwankungen zu variieren. Auffällig ist, dass die tropische Troposphäre großflächig von leichten Hochdruckanomalien gekennzeichnet ist.

Im 1000 hPa-Niveau sind in niederschlagsreichen Wintern auf dem Balkan sowohl das Azorenhoch als auch das Islandtief von geringer Intensität (Abb. 6.39b, li.). Über dem nördlichen Mittelmeerraum manifestieren sich starke Tiefdruckanomalien, in der absoluten Topographie tritt ein barometrisches Minimum über dem Genuagolf hervor. Beides spricht für die bereits im 500 hPa-Niveau festgestellte Meridionalisierung der Höhenströmung, was vermehrt autochthone Zyklogeneseprozesse über dem Nordmittelmeer fördert. Auch die intensivierte sibirische Antizyklone, die stark nach Westen erweitert ist, fügt sich in dieses Bild ein.

Die negativen Anomaliejahre verhalten sich gegensätzlich (Abb. 6.39b, re.): ein starkes Islandtief steht einem verstärkten und ostwärts erweiterten Azorenhoch gegenüber. Die nordmediterranen Zyklogenesgebiete sind von relativ hohem Bodendruck gekennzeichnet. Sowohl die Ausdehnung als auch der Kerndruck im Sibirienhoch sind auffällig geringer als im gegenteiligen Komposit. Diese Konfiguration spricht insgesamt für einen zonalen Verlauf der Höhenwestdrift, bei dem die atlantischen Tiefdruckgebiete nach Mitteleuropa hineinziehen, während trockene Verhältnisse in Südeuropa vorzufinden sind.

Die Niederschlagsverteilung in den Anomaliejahren von TP-PC 4 ist auf Abbildung 6.40 dargestellt. Am deutlichsten tritt die großräumige positive bzw. negative Anomalie auf dem Balkan hervor, die gleichzeitig auch Teile Italiens und der Türkei einnimmt. Sie untermauert das TP-PC 4-Ladungsmuster, das sich ebenfalls am stärksten in den Saisonabschnittsdiagrammen die-

ser Regionen manifestiert hat. Unterschiedliche Teilräume sind in den gegensätzlichen Jahren betroffen: anomal hohe Niederschläge empfängt der Nordwesten des Balkans bzw. der Norden der Türkei, während sich anomal trockene Bedingungen eher im Südosten des Balkans bzw. der Südwesttürkei bemerkbar machen. Ebenfalls ein linearer *Response* im Niederschlag zeigt sich auf dem Grenzgebiet zwischen Nord- und Zentralmauretanien - auch in diesen beiden Niederschlagsregionen werden hohe Ladungsbeträge verzeichnet. Die restlichen diffus verteilten Niederschlagsanomalien sind wenig aussagekräftig. Lediglich in Ägypten und Israel finden sich im positiven Modus der TP-Hauptkomponente negative Niederschlagsanomalien. Diese treten aber weder (mit umgekehrtem Vorzeichen) im entgegengesetzten Komposit auf, noch waren sie aus dem Ladungsmuster der spezifischen Saisonabschnittsdiagramme abzulesen.

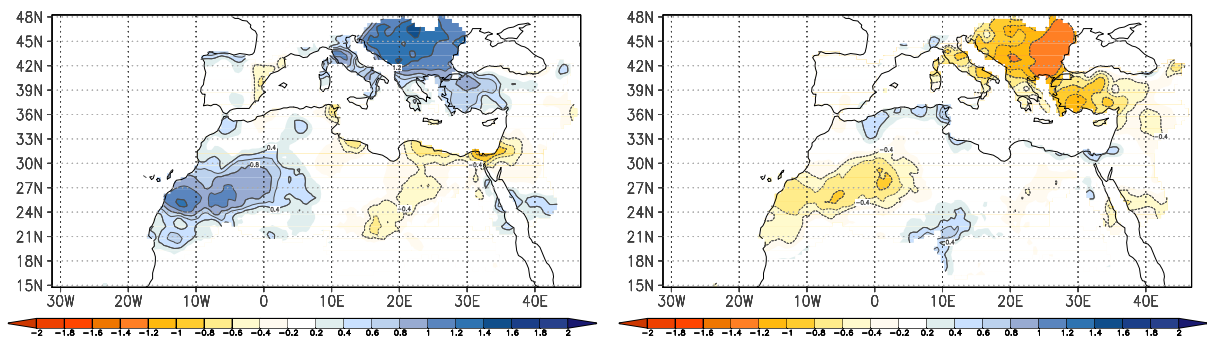


Abb. 6.40: Mittlere standardisierte Niederschlagsanomalien im Mittelmeerraum in anomal positiven (li.) und anomal negativen (re.) Jahren des Balkanniederschlags im November-Aprilmittel. Blaue Farben markieren Positiv-, gelbe und rote Farben Negativanomalien.

6.5.4 Zusammenhänge mit tropischen Telekonnectionsindizes

Das Pendant zur TP-PC 4 aus der erweiterten Telekonnectionsmuster-Hauptkomponentenanalyse ist ebenfalls die cTP-PC mit dem viertgewichtigsten Varianzerklärungsanteil. Die *Scores* der beiden entsprechenden Hauptkomponenten sind mit $r = 0.95$ korreliert, die Ladungen mit $r = 0.91$. Abbildung 6.41 zeigt auf, wie sich cTP-PC 4 in den Saisonabschnittsdiagrammen des NINO3.4-, AIR-, WAG- und WAS-Index manifestiert. Die signifikanten Ladungen auf die Fernkopplungsmuster einzelner Wintersaisonabschnitte des NINO3.4- und des *All-India-Rainfall*- Index sind niedrig. Infolgedessen kann kein gesamtheitlicher Zusammenhang zwischen den Fernkopplungskarten dieser Indizes und dem TP-PC 4-Muster hergestellt werden. Übereinstimmungen zwischen Teilbereichen sind zwar gegeben, häufig aber bleiben die zentrenkonstituierenden Koeffizienten unterhalb des Signifikanzniveaus. Die partielle optische Ähnlichkeit verursacht demnach die Zuordnung zu dieser Hauptkomponente, die mangelnde

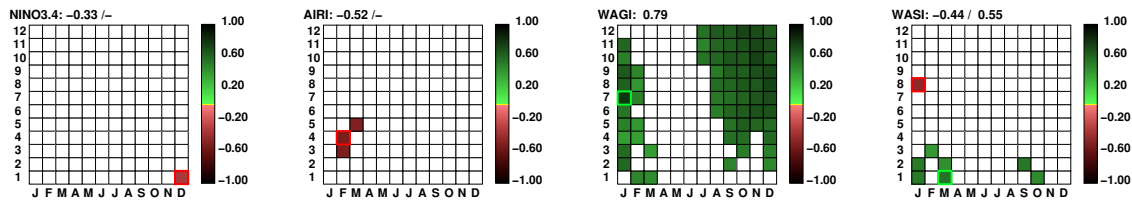


Abb. 6.41: Ladungsmuster von cTP-PC 4 in den Saisonabschnittsdiagrammen des NINO3.4- (a), des AIR- (b), des WAG- (c) und des WAS- (d) Index. Auf der y-Achse der Abschnittsdiagramme ist die Länge der Saisonabschnitte aufgetragen, die sich zwischen einem und zwölf Monaten bewegt. Auf der x-Achse befinden sich die Zentralmonate der insgesamt 144 Saisonabschnitte. Nur statistisch signifikante Ladungen ($\alpha = 0.001$) sind dargestellt. Die signifikanten Ladungen mehrmonatiger Saisonabschnitte sind zentriert eingetragen, z.B. für Februar-März auf der x-Achse an der Stelle des Februars (F) und z.B. für Februar-April auf der x-Achse an der Stelle von März (M). Die positiven Ladungen sind in Grüntönen, die negativen in Rottönen markiert. Die maximal positive Ladung ist durch ein grünes Quadrat, die maximal negative Ladung durch ein rotes Quadrat hervorgehoben. Gleichzeitig erscheinen die Zahlenwerte dieser beiden Ladungen in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme.

statistische Aussagekraft verhindert jedoch weiterführende Betrachtungen.

So verhält es sich auch mit dem März-Fernkopplungsmusters des WAS-Index- dem WASI - Fernkopplungsmuster mit der besten Übereinstimmung zum cTP-PC 4-Score. Darüber hinaus werden die Frühjahrskarten des WASI gleichzeitig mit sehr viel höheren Ladungen dem SCAND/WAGI-Modus zugeschlagen (vgl. Kapitel 6.3.4), der deshalb als der eigentliche Stellvertreter für diese Korrelationskarten betrachtet wird. Die ähnliche Lage der SCAND/WAGI-Zentren wie die in der hier diskutierten TP-PC 4 führt dazu, dass die WASI-Frühjahrsabschnitte auch und mit geringerer Übereinstimmung auf TP-PC 4 gruppiert werden können.

Die betragsmäßig maximalen Ladungen entfallen auf die WAGI-Saisonabschnitte. Vor allem auf die saisonalen Mittel, die die Wintermonate zentrieren, wie z.B. auf die Korrelationskarte für das Oktober-Aprilsaisonmittel, lädt cTP-PC 4 maximal ($r = 0.79$). Dieser Saisonabschnitt überschneidet sich mit dem zeitlichen Auftrittsschwerpunkt von TP-PC 4. Deshalb ist die zugehörige WAGI-Korrelationskarte auf Abbildung 6.42 der repräsentativen Korrelationskarte von TP-PC 4 aus Abbildung 6.37 gegenübergestellt.

Obwohl sich ein Großteil der Zentren der WAGI-Karte nicht im statistisch signifikanten Bereich bewegt, lässt sich über dem Nordatlantik durchaus eine ähnliche Zentrenkonfiguration erkennen. Auch das Positivzentrum, das in der Balkanniederschlagskarte dominant auftritt, ist in der WAGI-Karte nördlich des Kaspischen Meeres zumindest angedeutet. Insofern liegt es im Bereich des Möglichen, dass ein- und derselbe übergreifende Variabilitätsmodus die Niederschlagsvariabilität an der Guineaküste und im Mittelmeerraum beeinflusst. Auf der WAGI-

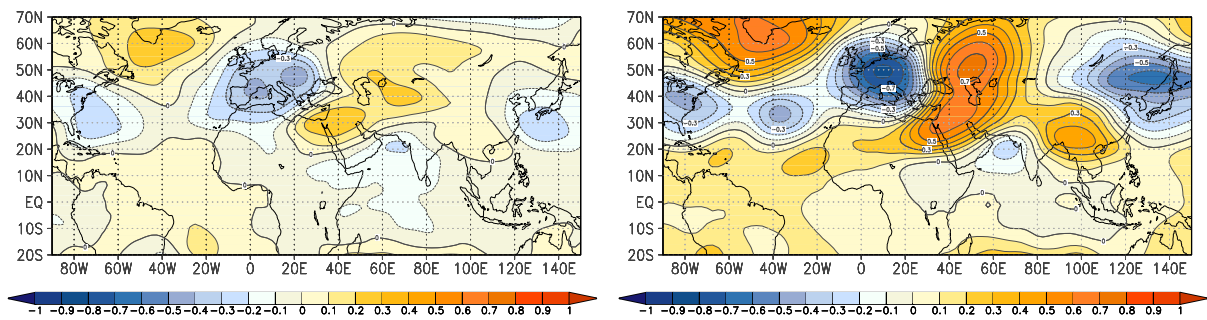


Abb. 6.42: Korrelationskarte zwischen WAGI (Oktober-April, li.) bzw. der Niederschlagsregion Balkan (November-April, re.) und dem 500 hPa-Luftdruckfeld. Der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen.

Korrelationskarte sind allerdings keine signifikanten Korrelationen in den außertropischen Telekonnektionszentren (Mitteleuropa, Kaspisches Meer) verzeichnet, die für den Mittelmeerniederschlag sehr bedeutsam sind. Deshalb muss angenommen werden, dass sich die niederschlagssteuernden Mechanismen für beide Regionen unterscheiden. Daraus lässt sich schlussfolgern, dass sich die Niederschlagsvariabilität der Guineaküste im Rahmen des TP-PC 4-Fernkopplungsmusters nicht in hohem Maße auf die mediterranen Niederschlagsschwankungen auswirken kann. Infolgedessen müssen außertropische Telekonnektionen als Erklärungsursache für TP-PC 4 ins Auge gefasst werden.

6.5.5 Übereinstimmungen mit außertropischen Telekonnektionen

Vor allem das dominante positive Kopplungszentrum nördlich des Kaspischen Meeres lässt sofort an das durch Barnston & Livezey (1987) definierte *Eurasian Pattern, Type 2* denken, da die Autoren die Lage eines der drei Hauptkopplungszentren ebenfalls dort verorten. Die beiden anderen Zentren, die nach Barnston & Livezey (1987) über England/Dänemark bzw. über Nordostchina liegen, stimmen mit dem hier beschriebenen negativen Primärkopplungszentrum über Zentraleuropa (südlich verschoben) und dem negativen Telekonnektionszentrum über der ostchinesischen Küste überein. Die Vorzeichen der Kopplungszentren erscheinen in dem von Barnston & Livezey (1987) extrahierten Variabilitätsmodus genau entgegengesetzt zu dem hier vorgefundenen. Das von TP-PC 4 repräsentierte Muster stellt demnach die negative Phase des *Eurasia-2* Modus dar, das in die Fachliteratur auch als *East Atlantic/West Russia-Pattern* (EA/WR) Eingang gefunden hat. Die direkten Korrelationen zwischen dem von der NOAA erstellten EA/WR-Index und den mediterranen Niederschlagsregionen werden an den drei Regionen diskutiert, die von TP-PC 4 am stärksten betroffen sind. Dabei handelt es sich

um den Balkan, die Türkei und Nordmauretanien; die dazugehörigen Saisonabschnittsdiagramme mit den EA/WR-Korrelationen finden sich auf Abbildung 6.43. Sämtliche Korrelationen

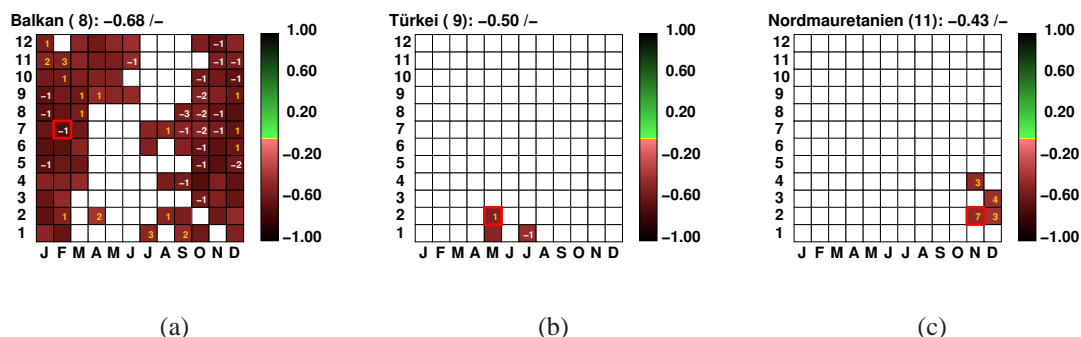


Abb. 6.43: Saisonabschnittsdiagramme für den maximal positiven Zusammenhang zwischen der Variabilität des *East Atlantic/West Russia-Patterns* und des Niederschlags in der Balkanregion (a), der Türkei (b) und Nordmauretanien (c); nur statistisch signifikante Korrelationskoeffizienten ($\alpha = 0.05$) sind dargestellt - positive in Grün- und negative in Rottönen. Auf der y-Achse ist die Länge der Saisonabschnitte (1-12 Monate) aufgetragen, auf der x-Achse stehen die Zentralmonate (Januar-Dezember) der Saisonabschnitte. Die signifikanten Korrelationskoeffizienten mehrmonatiger Saisonabschnitten sind zentriert eingetragen, z.B. für Februar-April und für Februar-Mai auf der x-Achse an der Stelle von März (M). Der maximal positive (negative) Korrelationskoeffizient ist durch ein grünes (rotes) Quadrat hervorgehoben und erscheint als Ziffernwert in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme; gelbe Ziffern stehen für positiven Zeitversatz, d.h. die Zusammenhangsgröße (z.B. NINO3.4) schreitet dem Niederschlag zeitlich voran, weiße Ziffern stehen für negativen Zeitversatz (umgekehrt).

sind negativer Natur, was dem eben erwähnten Umstand geschuldet ist, dass die Positivphase des Musters entgegengesetzte Vorzeichen zu dem hier extrahierten Negativmodus aufweist. Das Korrelationsmuster im Saisonabschnitt der Balkanregion deckt sich in etwa mit dem Ladungsmuster von TP-PC 4. Auch hier liegen die höchsten Kopplungsbeträge im Winter und Frühjahr. Die Minimalkorrelation tritt zeitverzögert zwischen dem November-Mai-Mittel des Balkan-Niederschlags und dem Dezember-Juni-Mittel des EA/WR-Index auf ($r = -0.68$). Wie das bereits im Kontext mit Zusammenhängen zu anderen Telekonnektions-Indizes auftrat, können auch in der Kopplung zwischen mediterranem Niederschlag und EA/WR-Index negative *time-lags* ausgemacht werden, die theoretisch anzeigen, dass Niederschlagsanomalien als ursächlich für Luftdruckfeldanomalien betrachtet werden müssen, was zunächst nicht sinnvoll erscheint. Daneben manifestieren sich aber auch ausreichend hohe Simultankorrelationen bzw. Korrelationen mit positivem Zeitversatz in den von TP-PC 4 betroffenen Saisonabschnitten, so dass abgeleitet werden kann, dass ein Anteil des TP-PC 4-Fernkopplungsmusters auf die Variabilität des *East Atlantic/West Russia-Patterns* zurückzuführen ist.

Erklärungsschwierigkeiten ergeben sich bei den Saisonabschnittsdiagrammen der Türkei und Nordmauretanien. Beide weisen zwar signifikante Korrelationsbeträge in Saisonabschnitten

auf, in denen negative TP-PC 4-Ladungen verzeichnet sind. Aber für den Großteil der von TP-PC 4 betroffenen Saisonabschnitte treten eben keine signifikanten EA/WR-Korrelationen auf, wie z.B. auf sämtliche saisonale Mittel des Türkeiniederschlags im Winter und Frühjahr. Die minimalen nordmauretanischen Winterkorrelationen sind darüber hinaus mit einem Zeitversatz von drei bis vier Monaten versehen, der einen stärkeren Zusammenhang mit der Spätsommer-Variabilität und nicht der Wintervariabilität des EA/WR-Index anzeigt. Demzufolge gibt das TP-PC 4-Muster auch Fernkopplungseigenschaften wieder, die nicht mit der EA/WR-Variabilität erklärt werden können. So geben Telekonnectionszentren, die sich unabhängig von der EA/WR-Zentrenkonfiguration manifestieren, erste Hinweise auf Quellregionen für ergänzende Signale. Die Tropen und die Nordatlantikregion sind räumlich nicht in das Kopplungsmuster des *East Atlantic/West Russia-Patterns* integriert und stellen Raum für unabhängige Fernkopplungszentren. Erwähnenswert gekoppelte Bereiche mit der tropischen Troposphäre traten im 500 hPa-Niveau nicht auf (vgl. Abb. 6.37, li.). Im 1000 hPa-Niveau zieht sich das mediterrane Primärkopplungszentrum zwar stark nach Ostafrika hinein, ein solches, zumindest schwaches Korrelationsgebiet findet sich aber auch in der 1000 hPa-Korrelationskarte des *East Atlantic/West Russia-Musters* (nicht dargestellt) und rückt somit in die Nähe der Variabilitätsinformation dieser Telekonnection. Zuletzt verbleibt im nordatlantischen Kartensektor über Südgrönland im 500 hPa-Niveau ein positives Kopplungszentrum (vgl. Abb. 6.37), das in der Korrelationskarte des EA/WR-Index so nicht auftritt (s. Abb. 6.44). Demzufolge muss dieses Kopplungszentrum ein von ihm unabhängiges Telekonnectionssignal repräsentieren.

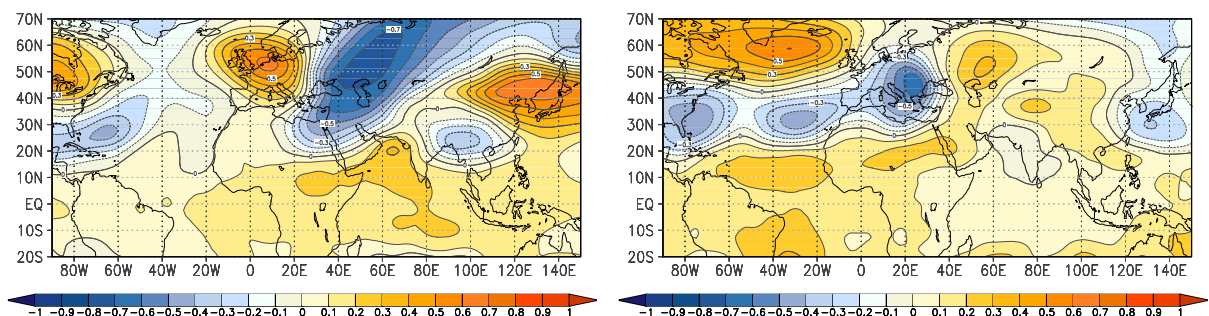


Abb. 6.44: 500 hPa-Korrelationskarten des *East Atlantic/West Russia-Patterns* (li.) im November-April und des Nordatlantischen Tripols (re.) im Oktober-März. Der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen.

Zur Interpretation dieses Zentrums wurden die Korrelationskarten sämtlicher Indizes, die die Zirkulationsvariabilität über dem Nordatlantik beschreiben (NAO-, AO-, EA- und NATL-Index), für den Saisonabschnitt gebildet, in dem TP-PC 4 maximal auf ein Fernkopplungsmuster der

Türkei lädt (Oktober-März) und für den dieser Zusammenhang nicht mit der EA/WR zu erklären war. Mit der Korrelationskarte des Nordatlantischen Tripols gab es deutliche Übereinstimmungen zur repräsentativen TP-PC 4-Korrelationskarte. Das einhergehende 500 hPa-Korrelationsmuster wird in Abbildung 6.44 (re.) ersichtlich. Sowohl das positive Telekonnektionszentrum über der Südspitze Grönlands als auch die zwei Negativzentren über dem zentralen Nordatlantik treten hervor. Die zwei negativen Atlantikzentren sind mit einem dritten über Nordgriechenland verbunden. Dieses Zentrum kann als Pendant zum Primärkopplungszentrum in der repräsentativen Korrelationskarte über Zentraleuropa betrachtet werden. Der NATL-Korrelationskarte ist auf Abbildung 6.44 derjenigen des EA/WR-Musters (li.) im vergleichbaren Saisonabschnitt gegenübergestellt. In dieser Karte treten keine signifikanten Kopplungszentren über dem Nordatlantik hervor. Durch diese Gegenüberstellung wird deutlich, dass die Überlagerung der beiden abgebildeten Fernkopplungszentren in ein Kopplungsmuster münden kann, wie es die vierte Telekonnektionsmuster-PC repräsentiert. Die Übereinstimmungen zwischen dem atlantischen Part der vierten Telekonnektionsmuster-Hauptkomponente und der Variabilität des Nordatlantischen Tripols manifestiert sich nicht nur im Luftdruckfeld, sondern auch in den bivariaten Korrelationen zwischen dem NATL-Index und den mediterranen Niederschlagsregionen. Auf Abbildung 6.45 ist eine Auswahl am Beispiel der von TP-PC 4 am stärksten betroffenen Niederschlagsregionen (Balkan, Türkei, Nordmauretanien) dargestellt. Alle drei Niederschlagsregionen verzeichnen signifikante Positivkorrelationen in den Winters- und Frühjahrssaisonabschnitten. Die Maximalkorrelation für den Türkei-niederschlag ($r = 0.71$) fällt zeitlich sogar mit dem Saisonabschnitt zusammen, der den maximalen Ladungsbetrag von TP-PC 4 aufweist (Oktober-Märzmittel) und der die zeitliche Basis der Korrelationskarte des NATL-Index in Abbildung 6.44 stellt.

Noch höher, aber zeitversetzt ist das November-Märzmittel des nordmauretanischen Niederschlags mit der Juli-Oktobervariabilität des NATL-Index korreliert ($r = 0.77$, Abb. 6.45, re.). Auch die Wintersaisonabschnitte der Balkanregion, für die ebenfalls eine starke Kopplung mit dem EA/WR-Index ausgemacht werden kann, korrelieren gleichzeitig positiv mit dem Nordatlantischen Tripol (s. Abb. 6.45, li.). Diese Kopplung fällt allerdings etwas schwächer aus als die mit dem EA/WR-Index. Zusätzlich ist die Maximalkorrelation von $r = -0.58$ mit einem negativen *time-lag* von einem Monat versehen, mit dem der Balkan-Niederschlag der NATL-Indexvariabilität voranschreitet.

Das durch TP-PC 4 repräsentierte Fernkopplungsmuster spiegelt also nicht nur die EA/WR-Variabilität wider, sondern gleichzeitig auch die des Nordatlantischen Tripols. Letztgenannte Telekonnektion stellt den Einflussfaktor auf den türkischen und nordmauretanischen Niederschlag dar und kann darüber hinaus bis zu ca. 25-30 % der Balkanniederschlagsvariabilität erklären. Die EA/WR-Fernkopplung hingegen übt lediglich Einfluss auf die Niederschlagsvariabilität des

Balkans aus.

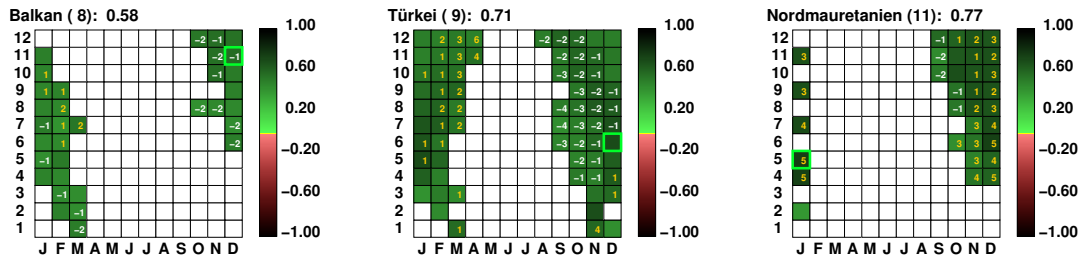


Abb. 6.45: Saisonabschnittsdiagramm für den maximal positiven Zusammenhang zwischen der Variabilität des NATL-Index und des Niederschlags auf dem Balkan (a), in der Türkei (b) und in Nordmauretanien (c); Nur statistisch signifikante Korrelationskoeffizienten ($\alpha = 0.05$) sind dargestellt - positive in Grün- und negative in Rottönen. Auf der y-Achse ist die Länge der Saisonabschnitte (1-12 Monate) aufgetragen, auf der x-Achse die Zentralmonate (Januar-Dezember) der Saisonabschnitte. Die signifikanten Korrelationskoeffizienten mehrmonatiger Saisonabschnitten sind zentriert eingetragen; z.B. für Februar-April und für Februar-Mai auf der x-Achse an der Stelle von März (M). Der maximal positive (negative) Korrelationskoeffizient ist durch ein grünes (rotes) Quadrat hervorgehoben und erscheint als Ziffernwert in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme; gelbe Ziffern stehen für positiven Zeitversatz, d.h. Zusammenhangsgröße (z.B. NINO3.4) schreitet Niederschlag zeitlich voran; weiße Ziffern stehen für negativen Zeitversatz (umgekehrt).

Exkurs: Zusammenhänge zwischen dem Nordatlantischen Tripol und ENSO

Bei der Analyse des negativen und positiven Zeitversatzes in den fünf- bis zwölfmonatigen Saisonabschnittsmitteln des Türkeiniederschlags fiel eine Kopplung zwischen ENSO und dem Nordatlantischen Tripol auf. Die März-Indexzeitreihe des Nordatlantischen Tripols ist mit der Zeitreihe des NINO3.4-Index sowohl der beiden Vormonate Januar ($r = 0.60$) und Februar ($r = 0.58$) als auch mit der des Monats März korreliert ($r = 0.58$). Diesen Zusammenhang verdeutlichen die Korrelationskarten zwischen dem NATL-Märzindexmittel und den nordhemisphärischen und tropischen Meeresoberflächentemperaturen der betreffenden Einzelmonate in Abbildung 6.46. Zwischen Januar und März tritt die charakteristische, zungenförmige Meeresoberflächentemperatur-Anomalie der ENSO-Extremphasen im zentralöstlichen Pazifik auf. Gleichzeitig entwickelt sich im Februar (Abb. 6.46b) im Nordatlantik das *Horse Shoe Pattern* des Tripols, das sich im März intensiviert (Abb. 6.46c). Der Tripol tritt dann als hufeisenförmige Korrelationsregion hervor, mit gleichgerichteten Temperaturanomaliegebieten im nördlichen ($45^\circ \text{ N} - 55^\circ \text{ N}$) und tropisch/subtropischen Atlantik ($0^\circ - 30^\circ \text{ N}$), die ein dazwischenliegendes, antikorreliertes SST-Anomaliegebiet einschließt.

Der südliche Part des Tripol-Musters ist lagekonform mit der atlantischen SST-Erwärmungsregion (Abkühlungsregion), die sich ca. zwei bis vier Monate verspätet auf die ENSO-Warm-

(Kalt-) Wasserzunge im Pazifik hin ausbildet (Alexander et al. 2002). Auch die gleichzeitig auftretende ENSO-gekoppelte Erwärmung (Abkühlung) des Indischen Ozeans tritt in dieser Karte deutlich hervor.

Erstellt man nun umgekehrt zwischen dem NINO3.4-Indexmittel des Januars und den nordhemisphärischen und tropischen Meeresoberflächen die zeitverzögerte Korrelationskarte, wie sie in Abbildung 6.46d dargestellt ist, dann ist diese nur in Teilbereichen deckungsgleich mit der NATL-Märzkarte. In der ENSO-Korrelationskarte sind nämlich ausschließlich die Korrelationskoeffizienten im subtropischen Tripolzentrum statistisch signifikant, während in der NATL-Korrelationskarte alle drei Tripolzentren signifikante konstituierende Korrelationskoeffizienten aufweisen. Demzufolge darf nur das subtropische NATL-Kopplungszentrum statistisch mit der Variabilität der *El Niño-Southern Oscillation* in Verbindung gebracht werden. Das kann als Hinweis für die Entstehungsmechanismen dieser tripolartigen Zentrenkonfiguration im Nordatlantik im März gewertet werden: ENSO würde dann als ursächlich für die Entstehung des atlantischen Subtropen-Zentrums betrachtet. Die resultierende Verschiebung der nordatlantischen Sturmbahnen wiederum sorgt für die Ausbildung des zentralen und nördlichen nordatlantischen Kopplungszentrums. In ihrer Gesamtheit erscheinen diese drei Zentren dann als Tripolkonfiguration.

Der Nordatlantische Tripol tritt darüber hinaus aber auch im Januar auf bzw. im Oktober-Märzmittel, in dem Saisonabschnitt, in dem der NATL-Index maximal mit dem Türkeinniederschlag gekoppelt ist. In beiden dieser Saisonabschnitte ist der NATL-Index nicht mit ENSO korreliert. Die Korrelationskarte zwischen dem NATL-Index und den nordhemisphärischen SSTs im Januar, dargestellt in Abbildung 6.47, untermauert diese Situation. Weder die ENSO relevanten Meeresoberflächenregionen im Pazifik noch die im Indik sind dann mit dem Tripol-Index korreliert. Der Tripol scheint sich im Januar unabhängig von den eben diskutierten Mechanismen für März und unabhängig von der ENSO-Variabilität im Nordatlantik zu etablieren.

Das Auftreten des ENSO-unabhängigen Januar-Tripolmodus wird in der Fachliteratur z.B. durch die Publikation von Czaja & Frankignoul (2002) gestützt, die die Variabilität der nordatlantischen Meeresoberflächentemperaturen als Ursache für die Entstehung und Aufrechterhaltung dieser Atmosphäre-Ozean-Interaktion ansehen. Daneben existieren aber auch Studien wie beispielsweise die von Raible et al. (2004), in denen von zwei unterschiedlichen dekadischen Variabilitätsphasen über dem Nordatlantik gesprochen wird: der Nordatlantische Tripol tritt in den Dekaden auf, in denen die Luftdruckanomalien über dem Nordatlantik mit dem Kopplungsmuster der Nordatlantischen Oszillation beschrieben werden können. Da dann häufig die dekadische Variabilität des NAO-Index gesteigert ist, wird von sogenannten aktiven Phasen gesprochen (s. Raible et al. 2001), für die Luksch et al. (2005) feststellen, dass weder die Lage der atlantischen Sturmbahnen noch die nordatlantische Zyklonenfrequenz von ENSO beeinflusst

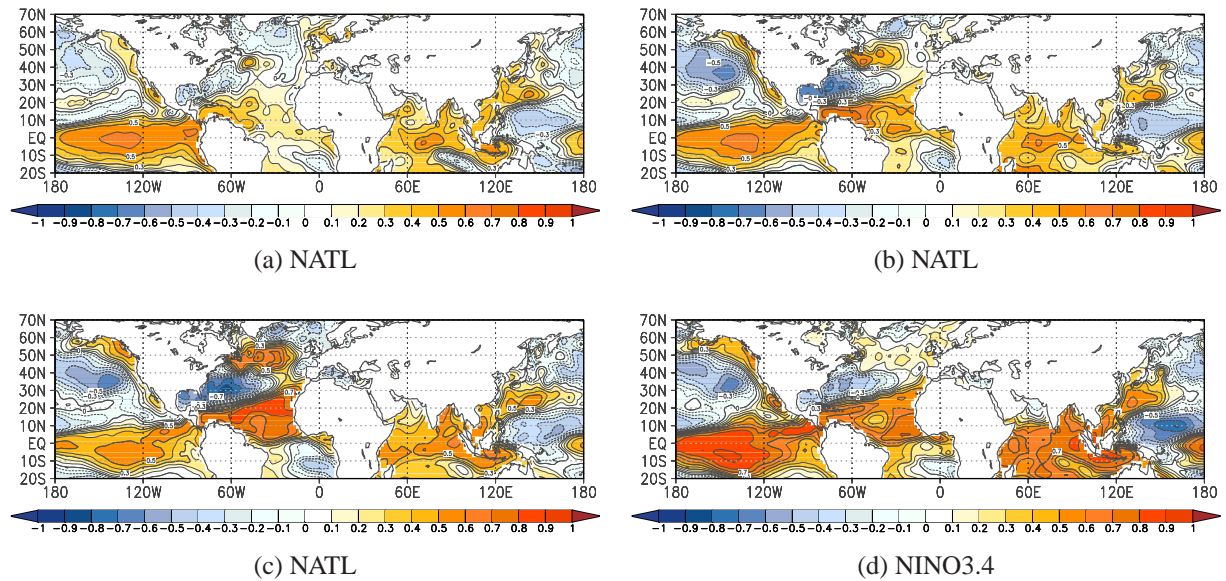


Abb. 6.46: Korrelationskarten zwischen dem NATL-Index im März und den nordhemisphärischen und tropischen Meeresoberflächentemperaturen des Januars (a), Februars (b) und des März (c); sowie die zeitverzögerte Korrelationskarte zwischen dem NINO3.4-Index im Januar und den nordhemisphärischen und tropischen SSTs im März (d). Der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen.

ist. In solchen Dekaden könnte eine atlantische Tripolkonfiguration auftreten, wie sie in Abbildung 6.47 als die ENSO-unabhängige Januarvariante dargestellt ist.

Daneben umschreiben Raible et al. (2001) Phasen, in denen die NAO verstärkt auf kürzeren Zeitskalen fluktuiert und in denen die Telekonnektion über dem Nordatlantik stärker der Arktischen Oszillation gleicht. Diesen nordatlantischen Variabilitätsmodus, mit dem 40% der NAO-Variabilität erklärt werden kann (ebd.), diskutieren Raible et al. (2004) als Resultat der ENSO bedingten Ozean-Atmosphäre Kopplung im Pazifik: das ENSO-beeinflusste PNA-Zentrum über dem Südosten der USA ist dann mit dem südlichen Aktionszentrum der NAO gekoppelt. Eine schwächere atlantische Hadleyzelle geht einher mit einem stärkeren und äquatorwärts verlagerten Subtropenjet und einer Südwärts-Verlagerung der atlantischen Sturmbahnen. Gleichzeitig ist das Azorenhoch schwächer als im Mittel. In dieser Situation, die einer NAO(-)-Situation gleicht, kommt es über dem subtropischen Nordatlantik zu Positivanomalien im Niederschlagsfeld, die bis auf den nordafrikanischen Kontinent reichen. In dieser Phase wird nicht von der Ausbildung eines Tripols in den nordatlantischen SSTs gesprochen.

Die nordatlantische (Langfrist-)Luftdruckvariabilität veräußert sich, laut dieser Raible-Publika-

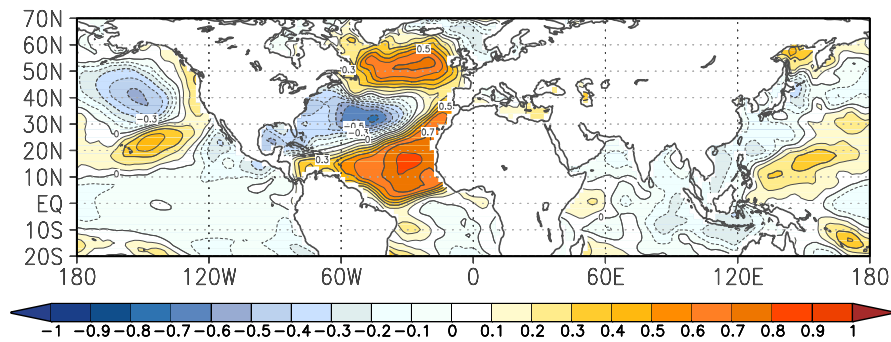


Abb. 6.47: Korrelationskarte zwischen dem NATL-Index und den nordhemisphärischen und tropischen SSTs im Januar. Der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen.

tion, in Form unterschiedlicher NAO-Zustände, von denen einer mit der ENSO-Variabilität in Zusammenhang gebracht wird. In den vorliegenden Analysen manifestiert sich der Nordatlantische Tripol, der im engen Zusammenhang mit der nordatlantischen Luftdruckvariabilität steht, ebenfalls in zwei verschiedenen Zuständen - in einem ENSO-unabhängigen im Januar und einem mit ENSO gekoppelten Modus im März. Nun stellt sich die Frage, ob TP-PC 4 nun einen dieser beiden Tripol-Modi repräsentiert und wenn ja, welchen davon.

Auf den bislang diskutierten Fernkopplungskarten erinnert die Lage der nordatlantischen Aktionszentren stärker an die Arktische als an die Nordatlantische Oszillation. Das spricht für eine hemisphärisch-skalige Ausprägung der nordatlantischen Luftdruckvariabilität in TP-PC 4, so wie sie Raible et al. (2004) für die passive, ENSO-abhängige, dekadische Phase beschreiben. Mit TP-PC 4 gehen weiterhin Niederschlagsanomalien über Nordmauretanien bzw. der nordwestafrikanischen Küste einher. Sie werden ebenfalls nicht in den Dekaden mit einer NAO-ähnlichen nordatlantischen Anomalieausprägung festgestellt, wohl aber in denen mit einer AO-ähnlichen Situation.

In Anlehnung an die Studien von Raible et al. (2001), (Raible et al. 2004) und Luksch et al. (2005) lassen sich diese Hypthesen noch weiter überprüfen: bei der Suche nach Indizien für potenzielle Übereinstimmungen zwischen den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit und denen von Raible et al. (2001), Raible et al. (2004) und Luksch et al. (2005) darf nicht vergessen werden, dass in den hier durchgeführten Analysen die Betrachtung der Langfristvariabilität ausgeklammert wird. Sie tritt im Rahmen der nordatlantischen Luftdruckvariabilität nur dann in zwei verschiedenen Moden zu Tage, wenn sich die dekadischen Schwankungen auch auf der interannuellen Skala abzeichnen. Das wiederum kann nur dann eintreten, wenn der Untersuchungszeitraum sowohl sogenannte aktive als auch passive Dekaden einschließt und die einhergehenden Luftdruckfeldanomalien räumlich differieren, wie das in den genannten Publi-

Tab. 6.6: Anteil der Gesamtanzahl an negativen ($\leq -1SD$) und positiven ($\geq 1SD$) NAO-Index-Jahre (erste und dritte Spalte) bzw. der positiven ($\geq 1SD$) und negativen ($\leq -1SD$) NINO3.4-Indexjahre (zweite und vierte Spalte) an den Anomaliejahren des Türkeiniederschlags im Januar (1. Zeile), des Türkeiniederschlags im Oktober-Märzmittel (2. Zeile), des Balkanniederschlags im November-April (3. Zeile) und des Nordmauretanien-Niederschlags im November-Mai (4. Zeile) in Prozent %. In der vorletzten Spalte ist die Gesamtanzahl der jeweiligen Niederschlagsregion-Anomaliejahre verzeichnet, in denen jeweils einer der beiden Indizes anomal ausgeprägt war. Die letzte Spalte führt die Gesamtanzahl der jeweiligen Niederschlagsregion-Anomaliejahre mit den Anomalien beider Indizes auf.

	NAO < -1	NAO > 1	NINO3.4 > 1	NINO3.4 < -1	ges.	gem.
09/01	64	36	50	50	14	6
09/10-3	50	50	50	50	16	4
08/11-4	47	53	59	41	17	4
11/11-3	64	36	43	57	14	4

kationen gezeigt wird. Da Raible et al. (2001) auf Basis ihrer Analysen den Zeitraum zwischen 1933 und 1962 als passive und den zwischen 1963 und 1999 als aktive Phase ausweisen, ist eine Voraussetzung dafür gegeben, dass beide nordatlantischen Schwankungszustände im hier angelegten Untersuchungszeitraum zwischen 1951 und 1999 auftreten können. Raible et al. (2004) charakterisieren außerdem das Auftreten des hemisphärischen NAO-Modus durch das verstärkte Vorherrschen eines positiven ENSO- und eines negativen NAO-Index. In Folge dessen kann an den Niederschlagszeitreihen zu den repräsentativen TP-PC 4 Korrelationskarten überprüft werden, welchen Zustand beide Indizes in den Anomaliejahren ($\geq 1 SD$ bzw. $\leq -1 SD$) einnehmen. Das Ergebnis ist für sämtliche hier diskutierte Korrelationskarten sowie für den Saisonabschnitt, in dem der nordmauretanische Niederschlag maximal mit dem NATL-Index korreliert ist, in Tabelle 6.6 dargestellt.

Es lässt sich ablesen, dass in den Anomaliejahren der Niederschlagsregionen Türkei und Nordmauretanien (erste und letzte Zeile) der NAO-Index tendenziell negativ ist. Das ist nicht der Fall für die Niederschlagsregion Balkan (zweite Zeile) im oben diskutierten Saisonabschnitt (November-April). Für die Balkan-Niederschlagsvariabilität wurde aber bereits ein stärkerer Zusammenhang zum EA/WR-Anteil des TP-PC 4-Musters herausgearbeitet als zu dem des Nordatlantischen Tripols. Interessanterweise zeigt alleine in den Anomaliejahren dieser Niederschlagsregion der NINO3.4-Index eine Tendenz zu positiven SST-Anomalien im zentralöstlichen Pazifik an.

Es lässt sich zwar festhalten, dass die konstituierenden Anomaliejahre für das TP-PC 4- Fernkopplungsmuster mit einem tendenziell negativen NAO-Index einhergehen. Eine deutlicher Link zur ENSO-Variabilität zeigt sich in dieser Betrachtungsweise aber nicht. Der Anteil an der

Nordatlantischen Tripol-Variabilität, den TP-PC 4 repräsentiert, kann entsprechend dieses Analyseergebnisses nicht mit einer ENSO-bedingten Tripolauftrittsform in Verbindung gebracht werden. Gleichzeitig kann aber der Überhang an NAO(-)-Jahren als ein Hinweis für eine tendenziell hemisphärisch-skalige AO-ähnliche Ausprägung der nordatlantischen Lufdruckvariabilität gewertet werden. In diesen Phasen ist nach Raible et al. (2001) die ENSO mit der NAO-Variabilität über das südost-amerikanische PNA-Zentrum gekoppelt. Das Resultat des gesteigerten negativen NAO(-)-Index wiederum rückt nach den Theorien Raibles die Nordatlantische Tripolvariante, die im TP-PC 4-Kopplungsmuster auftritt, näher an die ENSO-Variabilität. Insgesamt lassen die Ergebnisse dieser Analyse keine eindeutigen Rückschlüsse zu. Im Hinblick auf die mangelnde Tendenz zu einer der beiden ENSO-Extremphasen in den TP-PC 4 Anomaliejahren darf kein Zusammenhang zu einer ENSO-abhängigen Auftrittsform des Nordatlantischen Tripols postuliert werden.

6.5.6 Zusammenfassende Diskussion der Kopplungsmechanismen

Die vierte Telekonnektionsmuster-Hauptkomponente repräsentiert zwei verschiedene außertropische Telekonnektionen des nordhemisphärischen Winters und Frühjahrs gleichzeitig: das *East Atlantic/West Russia*-Pattern und den Nordatlantischen Tripol. In Folge dessen wird TP-PC 4 als EA-WR/NATL-Modus bezeichnet. Das Ladungsmuster zeigt vor allem den zentralen bzw. zentralnördlichen Mittelmeerraum und den Südwesten der Untersuchungsregion betroffen. Im hochaufgelösten Niederschlagsfeld manifestieren sich die stärksten Anomalien auf dem Gebiet der Balkanregion, der Türkei und des zentralen Mittelmeerraums (Italien, Griechenland). Etwas schwächere, aber ebenfalls beachtliche Werte zeichnen sich auf dem Gebiet der Niederschlagsregionen Nordmauretanien und Algerien ab. Gegensätzliche Anomalien finden sich nur für die TP-PC 4-Positivphase im südöstlichen Mittelmeerraum. Die mit dem EA-WR/NATL-Modus einhergehenden Zirkulationsanomalien geben Aufschluss über die Ursache: in anomal feuchten Jahren ist die Höhenwestdrift meridionalisiert, ein Tiefdrucktrog greift über den zentralen Mittelmeerraum aus und fördert autochthone Zyklogenesemechanismen über der zentralen und zentralnördlichen Mediterranregion. Die gleichzeitig intensivierte Sibirische Antizyklone verschärft möglicherweise durch Kaltluftadvektion den Temperaturgradienten über dem Ostmittelmeerraum, was zu einer vermehrten Ausbildung baroklin instabiler Zonen führen kann. In anomal trockenen Jahren hingegen sind die atlantischen Aktionszentren intensiviert und der Mittelmeerraum gerät bei einer zonalen Westdrift vermehrt unter antizyklonalen Einfluss. Der zentralöstliche Trog über der Mediterranregion tritt dann weniger gehäuft bis gar nicht auf, was die negativen Niederschlagsanomalien im zentralmediterranen Norden unterstreicht. Die Ursache für die Niederschlagsanomalien auf dem Gebiet Zentralmauretaniens und Algeriens sind im

schwachen (starken) Azorenhoch und der Südverlagerung (Nordverlagerung) der atlantischen Sturmbahnen der anomal feuchten Jahre zu suchen.

In der Fachliteratur wird in mehreren Publikationen die NAO- mit der EA/WR-Variabilität ver-schränkt. Bereits Barnston & Livezey (1987), die das EA/WR-Muster definierten, verweisen darauf, dass der Februar-Modus sich mit dem NAO-Muster vermischt. Quadrelli et al. (2001) und Xoplaki et al. (2004) finden im Zusammenhang mit der mediterranen Winterniederschlags-variabilität ähnliche Muster (Hauptkomponenten bzw. Kanonische Korrelationsmuster) wie das der TP-PC 4. Während Quadrelli et al. (2001) auf den Zusammenhang mit der NAO/AO-Variabilität verweist, stellt Xoplaki et al. (2004) eine gemeinsame Verbindung einerseits zur NAO/AO- und andererseits zur EA/WR-Variabilität heraus. Das Ergebnis dieser Publikatio-nen deckt sich mit der hier postulierten gemeinsamen Repräsentanz der EA/WR und NATL-Telekonnektion durch TP-PC 4. Einerseits, das blieb bislang unerwähnt, zeigten sich zwischen TP-PC 4 und der AO-Indexvariabilität Zusammenhänge, die der letztendlich fokussierten Ver-bindung mit dem Nordatlantischen Tripol sehr nahe kommen. Dennoch zeigte sowohl das Fern-kopplungsmuster als auch das Ladungsmuster (vor allem im Niederschlag der Türkei) größere Übereinstimmungen zur NATL- als zur AO-Indexvariabilität. Andererseits wird auch im voran-gegangenen Exkurs über den Nordatlantischen Tripol eine Brücke zur Arktischen Oszillation geschlagen. Zunächst zeigt der tendenziell negative NAO-Index in den Anomaliejahren von TP-PC 4 eine Verlagerung der klassischen NAO-Zentren an.

Darüber hinaus wurden zwei verschiedene Moden des nordatlantischen Tripols identifiziert: eine, die sich im März im Kontext und in Folge des zeitversetzten Zusammenhangs zur ENSO-Index-Variabilität des Januars äußert, und eine im Januar, für die keine Verbindung zur ENSO hergestellt werden konnte. Möglicherweise tritt der nordatlantische Tripol an unterschiedlichen Zeitpunkten in Folge unterschiedlicher Genesemechanismen auf. Für die ENSO-gekoppelte Variante werden in Anlehnung an die Arbeiten von Raible et al. (2001) und Raible et al. (2004) Luftdruckanomalien über dem Nordatlantik erwartet, die stärker die AO- als die NAO-Variabilität repräsentieren. Diese Situation ist in den diskutierten repräsentativen Korrelations-karten des EA-WR/NATL-Modus gegeben. Zu guter Letzt sei der nicht weiterverfolgte Zusam-menhang zum WAG-Index genannt. Unabhängig davon, welcher der beiden Tripolmodi sich im Atlantik abzeichnet, können in Folge der anomalen Ausprägung des subtropischen Hochdruck-zentrums Niederschlagsanomalien an der Guineaküste erwartet werden - in etwa in der Form, wie das bereits für den SCAND/WAGI-Modus erläutert wurde. Die WAGI-Korrelationskarte in Abbildung 6.42 zeigt in der Tat die Tripolkorrelationszentren im Luftdruckfeld, allerdings we-niger deutlich als die mediterranen Korrelationskarten dies vermögen und auf Grund des nicht erreichten statistischen Signifikanzniveaus nicht interpretierbar. Dennoch verweist das auf das

Potenzial der TP-PCA, auch auf Basis von unscharfen räumlichen Korrelationsmustern Zusammenhänge herauszustellen. Insgesamt stimmen die Ergebnisse der gemeinsam repräsentierten EA-WR/NATL-Variabilität durch TP-PC 4 über einen direkten und indirekten Link zur AO-Variabilität mit den Resultaten von Quadrelli et al. (2001) und Xoplaki et al. (2004) überein.

Darauf deuten auch die Überschneidungen in der Niederschlagsverteilung zwischen dem EA-WR/NATL-Modus und des von Xoplaki et al. (2004) extrahierten Musters hin. Für Xoplakis Modus werden maximale Anomaliebeträge im Dinariden-Luv und in Pindos verzeichnet. Auch der EA-WR/NATL-Modus weist auf dem Gebiet der Balkanregion, das die Dinariden bzw. östliche Adriaküste einschließt, die stärksten Anomalien auf. Xoplaki et al. (2004) stellt weiterhin Positivanomalien auf dem Gebiet der Niederschlagsregionen Iberien, Algerien, des zentralen Mittelmeerraums und der Türkei heraus, neben Negativanomalien im südöstlichen Mittelmeerraum. Die Niederschlagsvariabilität des zentralen Mittelmeerraums und der Türkei zeigt ebenfalls deutliche Zusammenhänge zur vierten Telekonnektions-PC. Lediglich die Anomalien auf der iberischen Halbinsel und in Algerien treten in der vorliegenden Analyse weniger deutlich hervor. Darüber hinaus werden nur im positiven Modus von TP-PC 4 über dem südöstlichen Mittelmeerraum gegensätzliche Anomalien festgestellt.

Dass der hier identifizierte EA-WR/NATL-Modus ein von der skizzierten Niederschlagsverteilung des EA/WR-Musters im Mittelmeerraum (vgl. Xoplaki 2002, Krichak & Alpert 2005) abweichendes Verteilungsmuster verursacht, untermauert die Hypothese, dass es sich bei TP-PC 4 um ein Übergangsmuster handelt, das gleichzeitig mehrere Telekonnektions-Signale repräsentiert. Andererseits darf nicht vergessen werden, dass hier mit hochpassgefiltertem Datenmaterial gearbeitet wird. Die ausschließliche Betrachtung des interannuellen Variabilitätsanteils in den Zusammenhängen kann zu starken Abweichungen von Ergebnissen aus trendbehaftetem Datenmaterial führen. Das verdeutlicht die Publikation von Krichak & Alpert (2005), welche den Zusammenhang zwischen EA/WR-Variabilität und mediterranem Niederschlag einerseits in einer übergreifenden Periode (1952-2000) und andererseits in mehreren zehnjährigen Teilräumen darstellt. Das räumliche Korrelationsmuster der übergreifenden Periode gleicht der hier gefundenen Niederschlagsverteilung nicht, wohl aber das Muster des EA/WR- Negativmodus (= Positivmodus des EA-WR/NATL-Modus) zwischen 1975-1983.

6.6 TP-PC 5: AO/NAO-Modus (Exkurs)

6.6.1 Das Fernkopplungsmuster

Die fünfte Telekonnectionsmuster-Hauptkomponente mit einem Varianzerklärungsanteil von rund 7% wird wegen der hohen Bedeutung, die der repräsentierten Telekonnection für die mediterrane Klimavariabilität zugesprochen wird, aufgeführt, obwohl zu keinem der fokussierten tropischen Telekonnectionsindizes ein ausreichender Zusammenhang hergestellt werden kann. Die repräsentativen Korrelationskarten sind die der Iberischen Halbinsel im Winter (DJF), dargestellt auf Abbildung 6.48. Im 500 hPa-Niveau befindet sich ein großräumiges Primärkopplungszentrum über dem östlichen Nordatlantik mit einem Kerngebiet nordwestlich von Iberien ($r \leq -0.90$). Damit verbunden ist ein zweites Negativzentrum, das über der Ostküste der USA noch angedeutet ist, im Wesentlichen aber außerhalb der gewählten Untersuchungsregion liegt. Über Grönland manifestieren sich die Maximalkorrelationen ($r \geq 0.70$) im Einzugsbereich des positiven Fernkopplungszentrums, das sich zwischen Neufundland und Skandinavien ausweitet. Diese beiden Hauptkopplungszentren bilden die Variabilität der NAO-Aktionszentren Islandtief und Azorenhoch ab. Daneben erstreckt sich ein zweites schwächeres Telekonnectionszentrum (positiv) zwischen der nordwestafrikanischen Küste und dem Kaspischen Meer. Insbesondere über Libyen und Ägypten befindet sich die stärkere der beiden Kernregionen dieses Kopplungszentrums mit Koeffizientenbeträgen von $r \geq 0.60$. Nach Osten mündet das positive Kopplungsband in ein weiteres schwaches Kopplungszentrum über Bangladesch. Zwei schwache Negativzentren treten außerdem über dem südöstlichen Saudi-Arabien und Sibirien auf.

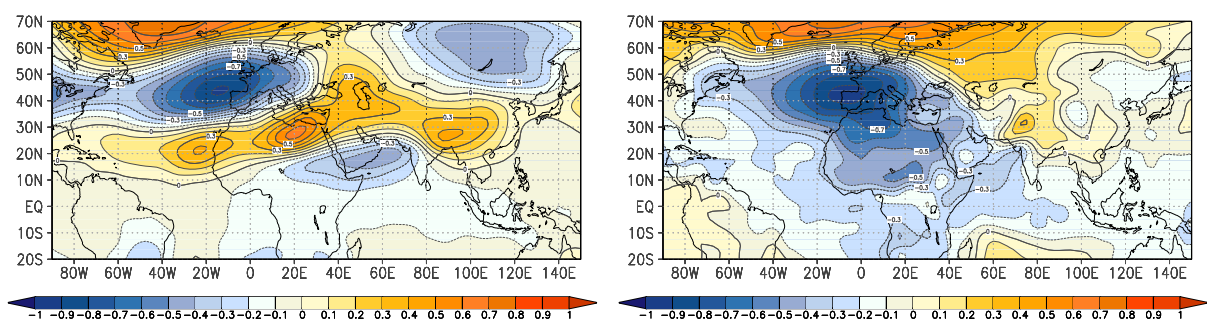


Abb. 6.48: Repräsentative heterogene TP-PC 5-Korrelationskarten der Niederschlagsregion Iberien im Dezember-Februarmittel für das 500 hPa-Niveau (li.) und 1000 hPa-Niveau (re.). Positive Korrelationskoeffizienten sind in gelb- und rot dargestellt, negative in blau. Die Isolinien verdeutlichen die Stärke der Korrelationen im Abstand von 0.1

Im Bodenniveau sind ausschließlich die beiden dominanten Telekonnectionszentren mit leicht

nach Osten verschobenen Kerngebieten abgebildet (Abb. 6.48, re.). Das negative Primärkopplungszentrum nimmt den gesamten westlichen und zentralen Mittelmeerraum ein. Darüber hinaus erstreckt es sich mit relativ hohen Kopplungsbeträgen ($r \leq -0.70$) in den östlichen Mittelmeerraum und den nordafrikanischen Kontinent. Das positive Korrelationsband des 500 hPa-Niveaus wird im Südostmediterraneanraum also von negativen Korrelationen unterlagert. Das positive Hauptkopplungszentrum, das im 500 hPa-Niveau über Grönland verankert ist, nimmt im 1000 hPa-Luftdruckfeld den gesamten nördlichen Rand des Untersuchungsgebietes ein. Maximumkopplungen von $r \geq 0.70$ stellen sich nördlich von Island ein.

6.6.2 Die raumzeitliche Variabilität

Das Ladungsmuster von TP-PC 5 in den Saisonabschnittsdiagrammen der 15 Niederschlagsindizes findet sich in Abbildung 6.49. Neben den winterlichen Fernkopplungsmustern Iberiens sind die der Balkanregion durch diese Fernkopplungsmuster-Hauptkomponente repräsentiert ($r = -0.66$, November-Dezember). Für die Balkanregion überschneiden sich die negativen TP-PC 5 Ladungen zeitlich mit den positiven auf TP-PC 4. Die partielle Ähnlichkeit zwischen den *Scores* der beiden Hauptkomponenten führt zu dieser Überschneidung. Da aber die positiven Ladungen auf TP-PC 4 höher ausfallen, wird der EA-WR/NATL-Modus als der bedeutsamere Telekonnektionsmodus für die Balkan-Niederschlagskopplungen befunden.

Schwache Negativladungen entfallen außerdem auf einige lange Saisonabschnittsmittel Saudi-Arabiens, die den Winter zentrieren ($r = -0.41$ Juli-Juni). Weiterhin treten vereinzelt sehr schwache, ebenfalls negative Ladungen in den Sommersaisonabschnitten Ägyptens ($r = -0.47$ Mai-August) und den Herbstmitteln des Nordtschads auf. Die relativ geringen Beträge lassen darauf schließen, dass es sich um unscharfe Kopplungsmuster handelt, die nicht zwingend von TP-PC 5 repräsentiert werden, aber die auch schlecht einer anderen Hauptkomponente zugeordnet werden können. So werden auch die positiven Ladungen auf die Sommersaisonabschnitte des Nordtschads und Nordsudans eingeordnet. Den beiden letztgenannten Kopplungen wird im Verlauf dieses Kapitels keine weitere Aufmerksamkeit mehr geschenkt. Die höhere Negativladung von $r = -0.66$ auf das November-Februarintervall der nordsudanesischen Niederschlagsregion wiederum kann mit TP-PC 5 zusammenhängen. Vor allem aber die zum Teil sehr hohen positiven Ladungen von bis zu $r = 0.90$ auf die winterlichen Saisonabschnitte Libyens, Ägyptens und Nordmalis zeigen eine Musterähnlichkeit zwischen den regionalen Niederschlags-telekonnektionen und TP-PC 5 an.

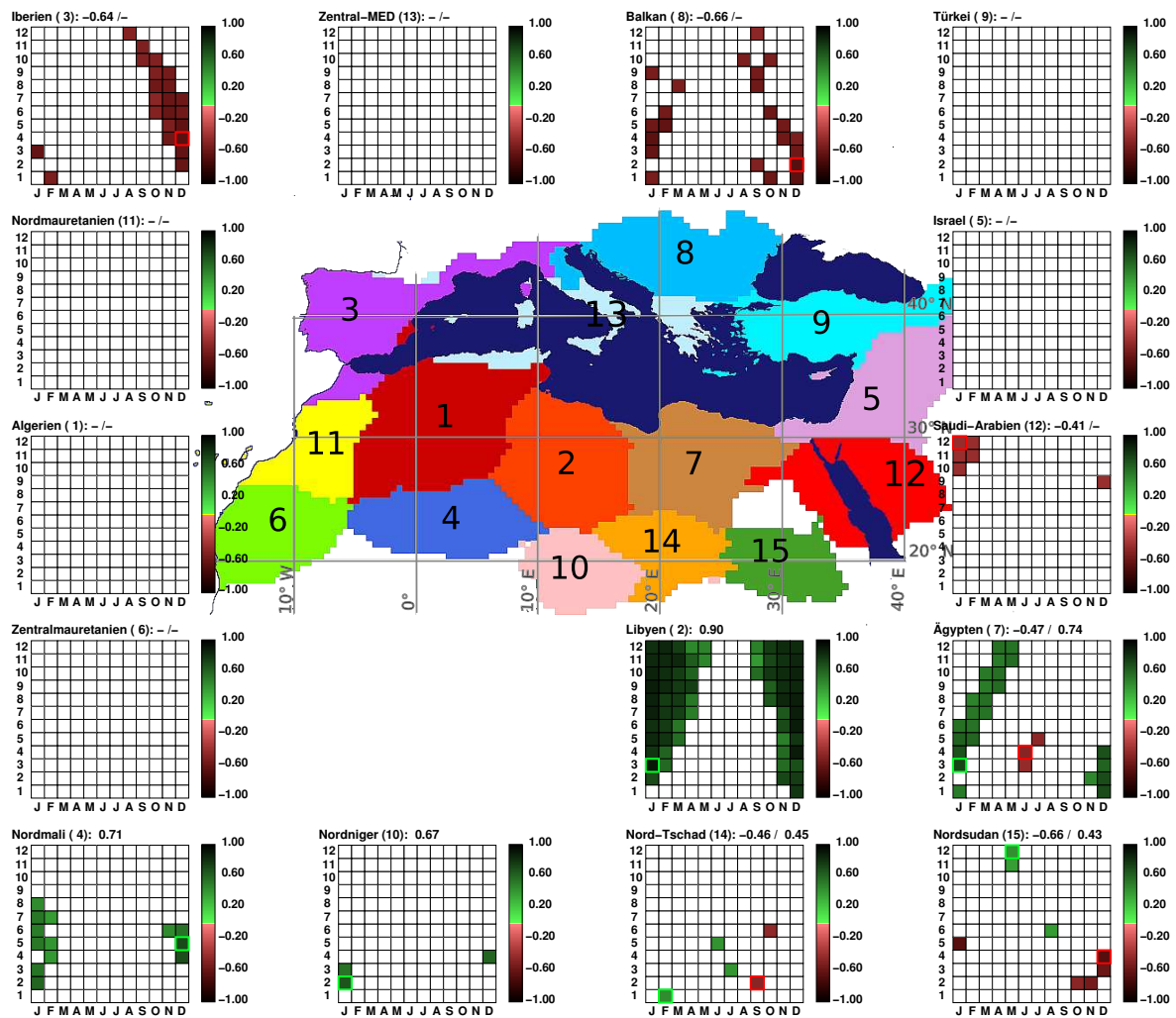


Abb. 6.49: Ladungen von TP-PC 5 auf die Saisonabschnitte der 15 mediterranen Niederschlagsregionen, dargestellt durch ein Saisonabschnittsdiagramm je Niederschlagsregion. Auf der y-Achse der Abschnittsdiagramme ist die Länge der Saisonabschnitte aufgetragen, die sich zwischen einem und zwölf Monaten bewegt. Auf der x-Achse befinden sich die Zentralmonate der insgesamt 144 Saisonabschnitte. Nur statistisch signifikante Ladungen ($\alpha = 0.001$) sind dargestellt. Die signifikanten Ladungen mehrmonatiger Saisonabschnitte sind zentriert eingetragen, z.B. für Februar-März auf der x-Achse an der Stelle des Februars (F) und z.B. für Februar-April auf der x-Achse an der Stelle von März (M). Die positiven Ladungen sind in Grüntönen, die negativen in Rottönen markiert. Die maximal positive Ladung ist durch ein grünes Quadrat, die maximal negative Ladung durch ein rotes Quadrat hervorgehoben. Gleichzeitig erscheinen die Zahlenwerte dieser beiden Ladungen in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme.

6.6.3 Die Zirkulationsdynamik und das regional differenzierte Niederschlagsverteilungsbild

Die Zirkulationsdynamik in anomal feuchten bzw. trockenen Wintern auf der iberischen Halbinsel ist in Abbildung 6.50 wiedergegeben. Im 500 hPa-Niveau markieren Negativanomalien über dem östlichen Nordatlantik zwischen der Biscaya und den Britischen Inseln eine anomal südliche Zugbahn der atlantischen Frontalzyklonen in anomal feuchten Jahren auf der Iberischen Halbinsel (Abb. 6.50). Auf dieselbe Ursache können die starken Positivanomalien im Islandtief zurückgeführt werden. Die Positivanomalien im Einzugsbereich des mediterranen Sekundärkopplungszentrums wiederum resultieren aus der Zonalströmung über dem südlich-zentralen Mittelmeer bzw. dem Fehlen einer ausgeprägten Troglage.

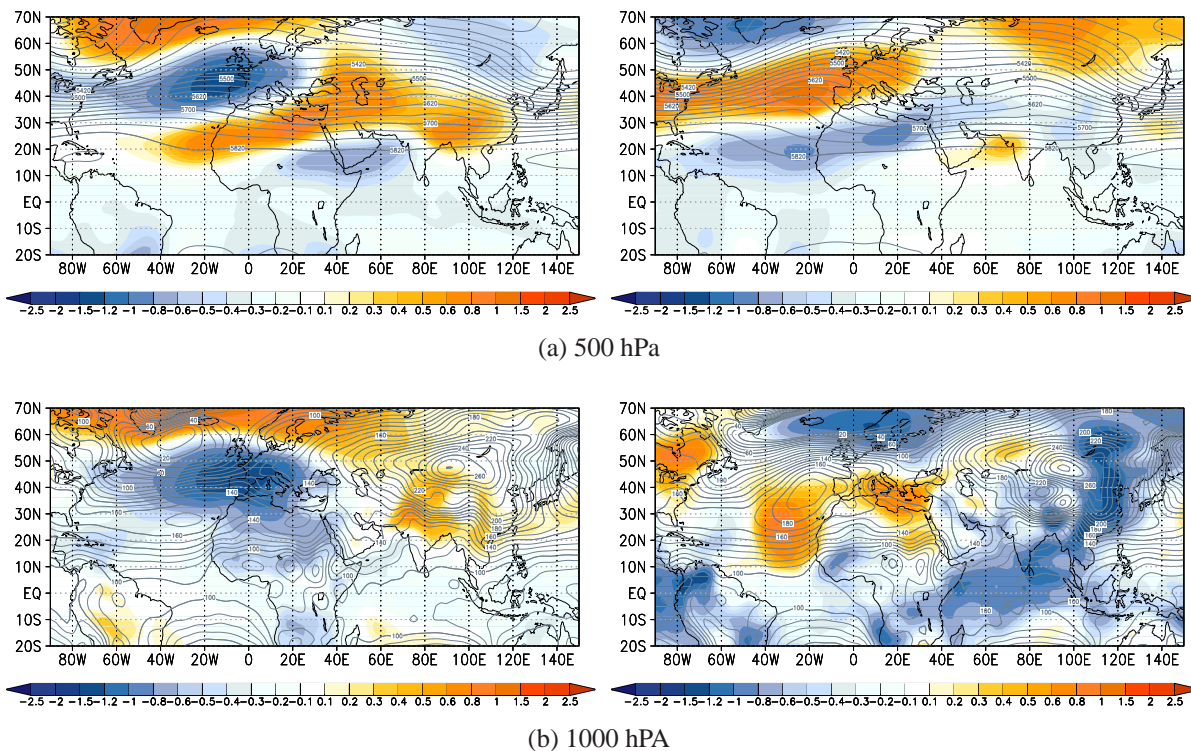


Abb. 6.50: Absolute Topographie (Linien) und zeitliche Anomalien (Farbe) der geopotentiellen Höhen des 500 hPa- (a) und des 1000 hPa- (b) Niveaus in positiven (li.) und negativen (re.) Anomaliejahren der Niederschlagsregion Iberien im Dezember-Februarmittel.

Im Komposit zu den anomal trockenen Wintern ist diese Positivanomalie durch eine Negativanomalie abgelöst. Die absolute Topographie der geopotentiellen Höhen des 500 hPa-Niveaus deutet die Ursache an (Abb. 6.50a, re.). Über dem zentralöstlichen Mittelmeerraum wird die Höhenströmung in südöstliche Richtung ausgelenkt, ein flacher Trog spannt sich zwischen der

nordwestafrikanischen Küste und dem Schwarzen Meer auf. Stromaufwärts greift der Azorenhochrücken westlich der Küstenlinie Nordwestafrikas und Iberiens nach Norden hin aus und verursacht über dem gesamten Nordatlantik Hochdruckanomalien. Im Islandtief ist der Luftdruck gleichzeitig niedriger als normal. Insgesamt indiziert diese Zirkulationskonfiguration eine nördliche Zugrichtung der atlantischen Frontensysteme, der Westmittelmerraum wird durch den überlagernden Azorenhochrücken abgeschirmt.

Noch deutlicher werden die Differenzen über dem Nordatlantik in den 1000 hPa-Kompositen: Islandtief und Azorenhoch, das zeigt die absolute Topographie der geopotentiellen Höhen, sind in feuchten Wintern äußerst schwach ausgebildet (Abb. 6.50b, li.). Die, nach Süden verlagerte Kernregion des Islandtiefs greift nach Südosten in Richtung Britische Inseln aus. Über Südfrankreich und dem Golf von Genua ist ein markanter Tiefdrucktrog ausgebildet. Unterstützend markieren die Tiefdruckanomalien über dem Nordostatlantik zusammen mit den Hochdruckanomalien am nördlichen Kartenrand zwischen Labradorbecken und Osteuropa südostwärts ziehende atlantische Frontalzyklonen. Das lässt erwarten, dass Atlantikzyklone verstärkt über den Golf von Biscaya und die Garonne-Carcassone-Senke in den Mittelmeerraum vordringen.

Umgekehrt verhält es sich in anomal trockenen Wintern: Azorenhoch und Islandtief sind dann intensiviert (Abb. 6.50b, re.). Der Kerndruckbereich des Islandtiefs zeichnet den klassischen südwestlich-nordöstlich ausgerichteten Verlauf der subpolaren Tiefdruckrinne vor. Zusammen mit den Tiefdruckanomalien vor Norwegen verweist das auf eine nördlich verlaufende Zugbahn der außertropischen Frontalzyklonen. Das Azorenhoch weitet sich stark nord- und südostwärtig über die Westmediterranregion hinweg aus. Positivanomalien über dem gesamten Mittelmeer kennzeichnen die intensivierte Hochdrucksituation. Die gegensätzlichen Anomaliejahre spiegeln in der nordatlantischen Luftdruckvariabilität sehr schön klassische NAO(-) bzw. NAO(+)-Situationen wider.

Auch das einhergehende Niederschlagsverteilungsbild der anomal positiven bzw. negativen Jahre, dargestellt in Abbildung 6.51, zeichnet im Mittelmeerraum die charakteristischen Anomalien der gegensätzlichen Nordatlantischen Oszillations-Phasen. In anomal feuchten Wintern, gleichbedeutend mit einer NAO(-)Situation, empfangen die Iberische Halbinsel und der Nordwestrand der Mediterranregion die stärksten Niederschlagszugewinne (Abb. 6.51, li.). Diese Regionen liegen im Einzugsgebiet der Frontalzonen von süd-/südostwärts wandernden Atlantikzyklonen. Im Gegensatz dazu zeichnen sich in der südlich-zentralen bis ost-/südöstlichen Mediterranregion Niederschlagsverluste ab.

Annähernd das Spiegelbild dieser Situation ist in Jahren mit anomal trockenen Wintern auf der Iberischen Halbinsel auszumachen (Abb. 6.51, re.). Wiederum weist Iberien die höchsten

(negativen) Anomaliebeträge auf. Und auch auf dem Balkan zeichnen sich schwache Negativanomalien ab. Die Abschirmung durch den Azorenhochrücken und nordwärts wandernde Frontalzyklonen lassen sich als Ursache festschreiben. Gegenläufig dazu verhält sich der südlich-zentrale Mittelmeerraum: Niederschlagszugewinne werden vor allem auf dem Gebiet der Niederschlagsregion Libyen verzeichnet und ziehen sich in Form schwacher Positivanomalien bis an die nordwestafrikanische Küste. Diese Regionen liegen unter der Vorderflanke des erwähnten flachen Tiefdrucktrogs zwischen Nordwestafrika und dem Schwarzen Meer (s. Abb. 6.50a, re.), demnach kann das divergente Höhenwindfeld über der Region als Ursache für die Niederschlagsentstehung gewertet werden. Eine Abweichung vom gegenteiligen Komposit lässt sich feststellen: auf dem Gebiet der israelischen Niederschlagsregion sind zwar schwache Positivanomalien auszumachen. Sie fallen aber um einiges geringer aus als im gegenteiligen Komposit zu den anomal positiven Jahren Iberiens. Das erklärt möglicherweise, weshalb keine statistisch signifikanten Ladungen der TP-PC 5 im Saisonabschnittsdiagramm Israels auftauchen.

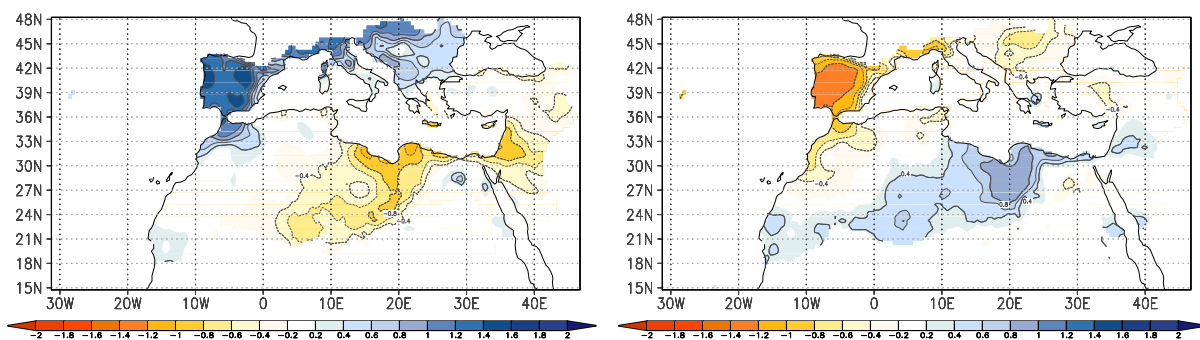


Abb. 6.51: Mittlere standardisierte Niederschlagsanomalien im Mittelmeerraum in anomal positiven (li.) und anomal negativen (re.) Jahren des iberischen Niederschlags im Dezember-Februarmittel. Blaue Farben markieren Positiv-, gelbe und rote Farben Negativanomalien.

6.6.4 Zusammenhänge mit tropischen Telekonnektionsindizes

Auch in der gekoppelten Fernkopplungsmuster-Hauptkomponentenanalyse manifestiert sich die fünftgewichtigste Hauptkomponente als das Pendant zur hier diskutierten TP-PC 5. Die Korrelation zwischen den Scores beider Hauptkomponenten beträgt $r = 0.98$, die zwischen den Ladungen $r = 0.94$. Abbildung 6.52 gibt wieder, inwieweit cTP-PC 5 in den Saisonabschnittsdiagrammen der vier tropischen Fernkopplungsindizes zum Ausdruck kommt.

Auf dem ersten Blick erkennt man die geringfügigen Zusammenhänge zwischen cTP-PC 5 und den Fernkopplungsmustern der tropischen Telekonnektions-Indizes. Lediglich mit den Fernkopplungsmustern des *All-India-Rainfall-Index* und des *Sahel-Niederschlagsindex* im Winter

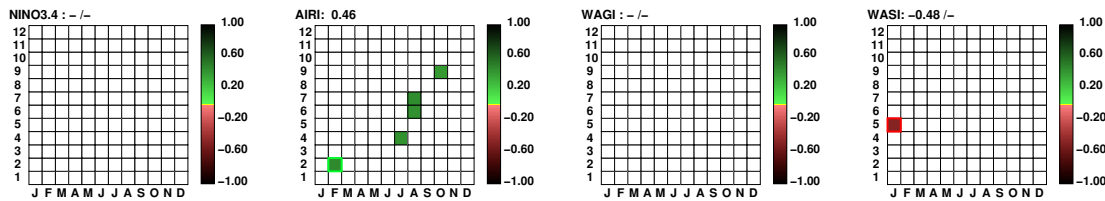


Abb. 6.52: Ladungen von cTP-PC 5 auf die Saisonabschnitte des NINO3.4- (a), des AIR- (b), des WAG- (c) und des WAS- (d) Index. Auf der y-Achse der Abschnittsdiagramme ist die Länge der Saisonabschnitte aufgetragen, die sich zwischen einem und zwölf Monaten bewegt. Auf der x-Achse befinden sich die Zentralmonate der insgesamt 144 Saisonabschnitte. Nur statistisch signifikante Ladungen ($\alpha = 0.001$) sind dargestellt. Die signifikanten Ladungen mehrmonatiger Saisonabschnitte sind zentriert eingetragen, z.B. für Februar-März auf der x-Achse an der Stelle des Februars (F) und z.B. für Februar-April auf der x-Achse an der Stelle von März (M). Die positiven Ladungen sind in Grüntönen, die negativen in Rottönen markiert. Die maximal positive Ladung ist durch ein grünes Quadrat, die maximal negative Ladung durch ein rotes Quadrat hervorgehoben. Gleichzeitig erscheinen die Zahlenwerte dieser beiden Ladungen in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme.

existieren vereinzelt schwache Übereinstimmungen. Die gemeinsame erklärte Varianz, als Maß der Ähnlichkeit zwischen dem *Score* von cTP-PC 5 und den von ihr repräsentierten Karten, beläuft sich aber auf unter 25%. Die Überprüfung der heterogenen Korrelationskarten zwischen WASI bzw. AIRI und dem Luftdruckfeld im Winter und Frühjahr im 1000 hPa- und 500 hPa-Niveau (nicht dargestellt) zeigen keine diskussionswürdigen Zusammenhänge. Die Korrelationsregionen stimmen zwar teilweise mit denen der repräsentativen TP-PC 5-Korrelationskarte überein, die Korrelationskoeffizienten liegen aber weit unterhalb des statistischen Signifikanzniveaus und können deshalb nicht in die Betrachtungen miteinbezogen werden.

Erwähnenswert ist die signifikante Ladung der cTP-PC 5 auf das 9-Monatsmittel Juni-Februar des *All-India-Rainfall-Index*. In diesem langen Saisonabschnitt paust sich ein Muster durch, das dem positiven Modus der fünften TP-PC zu entsprechen scheint. Dieser Positivmodus ist unter anderem in einer der Winter-Korrelationskarten (JFM) der Niederschlagsregion Libyen abgebildet, auf die gleichzeitig der maximale TP-PC 5-Ladungsbetrag entfällt. Diese Korrelationskarte sowie die des AIRI im selben Saisonabschnitt stehen sich in Abbildung 6.53 gegenüber. Die Einzelheiten sollen hier nicht diskutiert werden, wohl aber das wesentliche Merkmal beider Darstellungen. Aus beiden Karten wird ein nordostatlantisches Positivzentrum ersichtlich, das als das (positive) Pendant zum negativen Primärkopplungszentrum der repräsentativen Iberien-Korrelationskarte betrachtet werden kann. Die Kernregion dieses Zentrums liegt in beiden Karten nördlicher als auf der Iberienkarte. In der AIRI-Karte erreicht eine kleine Kernregion im Zentrum in etwa über dem Ärmelkanal maximale Korrelationsbeträge von $r \geq 0.50$, die gleichzeitig die stärkste Kopplung des Juni-Februar Indienniederschlags im 500 hPa-Luftdruckfeld darstellt. Die Variabilität des nordatlantischen Polarfronjets scheint eine nicht unerhebliche Rol-

le in der außertropischen Wellendynamik zu spielen, die möglicherweise die beiden Regionen verbindet. Das wird im nachfolgenden Unterkapitel genauer erörtert.

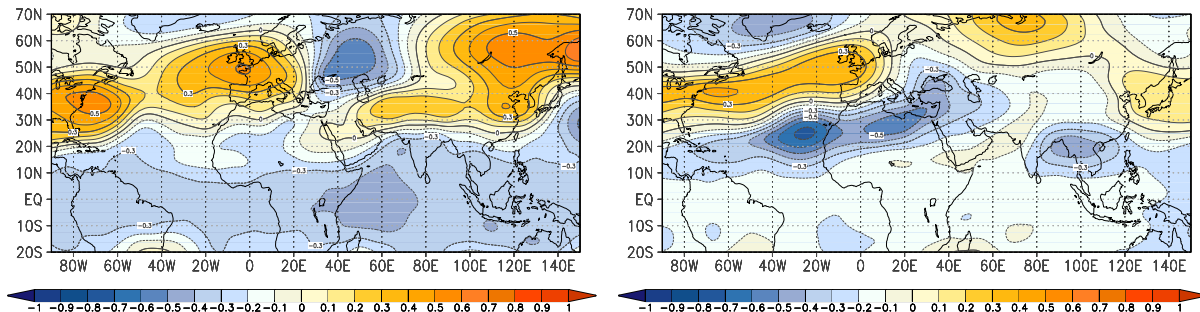


Abb. 6.53: Korrelationskarten zwischen dem AIRI (li.) im Juni-Februarmittel bzw. der Niederschlagsregion Libyen im Januar-Märzmittel (re.) und dem 500 hPa-Luftdruckfeld. Positive Korrelationskoeffizienten sind in gelb- und rot dargestellt, negative in blau. Die Isolinien verdeutlichen die Stärke der Korrelationen im Abstand von 0.1

6.6.5 Übereinstimmungen mit außertropischen Telekonnektionen

Der dominante Variabilitätsmodus über dem Nordatlantik, die Nordatlantische bzw. Arktische Oszillation, wird für die Interpretation von TP-PC 5 ins Auge gefasst, da die Winterkorrelationskarte Iberiens als repräsentativ ausgewählt wurde und da bezüglich der Winterniederschlagsvariabilität des Mittelmeerraumes in der Fachliteratur diese Telekonnektion als die Maßgebliche diskutiert wird. Am Beispiel des Iberienniederschlags, dargestellt in Abbildung 6.54, sollen auch die Zusammenhänge mit den drei gewählten Telekonnektionsindizes, dem NAO-, Jones-NAO und dem AO-Index ausgeführt werden. In allen drei Saisonabschnittsdiagrammen finden sich signifikante Negativkorrelationen in zeitlicher Überlappung mit dem Auftritt der fünften Telekonnektionsmuster-PC. Die Maximalkorrelationen werden mit der NAO im Dezember ($r = -0.73$) und der Jones-NAO ($r = -0.89$) bzw. der AO ($r = -0.74$) im November-Dezembermittel erzielt. Für den NAO- und den AO-Index werden in den ein- bis sechsmonatigen Saisonabschnitten, die den Mai und Juni zentrieren, keine signifikanten Korrelationen erzielt. Im Sommer treten vereinzelt Korrelationen mit dem NAO-, im Herbst mit dem AO-Index auf. Dennoch aber kann man für die ein- bis sechsmonatigen Saisonabschnitte formulieren, dass sich im Frühjahr, Sommer und Herbst eine bedeutsame Reduktion in der Anzahl an signifikanten Korrelationen mit beiden Indizes einstellt und dass im Vergleich dazu der Winter eindeutig als die am stärksten gekoppelte Jahreszeit auftritt.

Anders verhält sich das mit dem Index, mit dem Jones et al. (1997) die NAO-Variabilität umschreiben: in nahezu allen Saisonabschnitten treten statistisch signifikante Korrelationen auf.

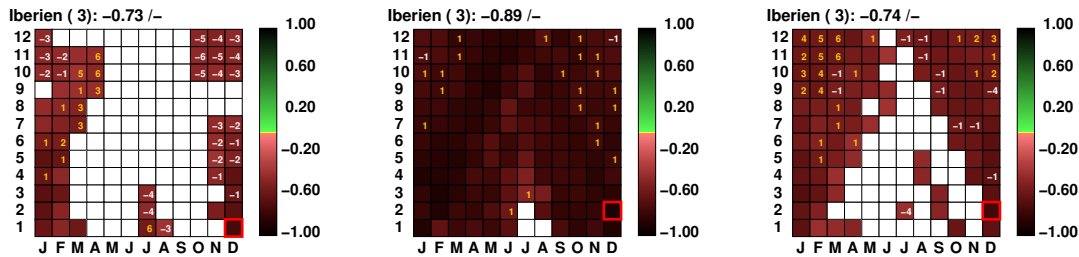


Abb. 6.54: Saisonabschnittsdiagramme mit dem maximal negativen Zusammenhang zwischen der Variabilität des Iberienniederschlags und des NAO- (a), des Jones-NAO- (b) und AO-Index (c); nur statistisch signifikante Korrelationskoeffizienten ($\alpha = 0.05$) sind dargestellt - positive in Grün- und negative in Rottönen. Auf der y-Achse ist die Länge der Saisonabschnitte (1-12 Monate) aufgetragen, auf der x-Achse stehen die Zentralmonate (Januar-Dezember) der Saisonabschnitte. Die signifikanten Korrelationskoeffizienten mehrmonatiger Saisonabschnitte sind zentriert eingetragen; z.B. für Februar-April und für Februar-Mai auf der x-Achse an der Stelle von März (M). Der maximal positive (negative) Korrelationskoeffizient ist durch ein grünes (rotes) Quadrat hervorgehoben und erscheint als Ziffernwert in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme; gelbe Ziffern stehen für positiven Zeitversatz, d.h. die Zusammenhangsgröße (z.B. NINO3.4) schreitet dem Niederschlag zeitlich voran; weiße Ziffern stehen für negativen Zeitversatz (umgekehrt).

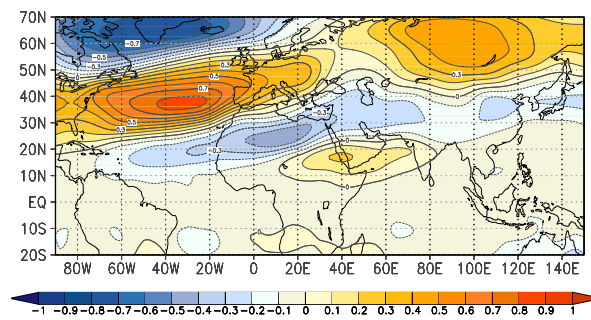
Lediglich im Juli, August und im Juli-Augustmittel erreichen die Koeffizienten das Signifikanzniveau von 95% nicht. Auch hier lässt sich ablesen, dass die Frühjahrs- und Sommerkorrelationen etwas schwächer sind als die Winterkopplung. In den langen Saisonabschnittsmitteln treten die Minimalkopplungen häufig simultan oder mit einem Zeitversatz von maximal einem Monat auf. In den Saisonabschnittsdiagrammen des AO- und NAO-Index hingegen sind in den langen Abschnittsmitteln *time-lags* von einem Monat bis hin zu sechs Monaten verzeichnet: im NAO-Index-Diagramm schreiten die Niederschlagsanomalien in den auf Herbst- und Winter zentrierten Saisonabschnitten den auf Frühjahr zentrierten Index-Anomalien voran. Die umgekehrte Situation hält das AO-Diagramm fest: dort folgen Niederschlagsanomalien in den winter- und frühjahrszentrierten Saisonabschnitten den AO-Indexanomalien in Saisonabschnitten mit den Herbst-Zentralmonaten. Am Beispiel des Iberienniederschlags werden deutliche Differenzen in der Kovariabilität mit den drei Telekonnektionindizes deutlich, die alle die Luftdruckvariabilität über dem Nordatlantik beschreiben. Darüber hinaus ist kaum ein Index in der Lage, das TP-PC 5-Ladungsmuster in den Saisonabschnittsdiagrammen der restlichen Niederschlagsregionen wie z.B. Libyens nachzuzeichnen, der Region, die am besten von TP-PC 5 repräsentiert wird. Die größten Überschneidungen bezüglich der letztgenannten Region zeigen sich mit dem AO-Index: mit dem Saisonabschnitt Dezember-Februar, der den maximalen Ladungsbetrag mit TP-PC 5 aufweist, stellt sich auch die maximale AO-Korrelation von $r = 0.55$ ein. Erwähnenswert sind weiterhin der Balkan und Ägypten. Das der TP-PC 5 ähnlichste Fernkopplungs-

muster des Balkans (Dezember-Januar) wird zeitgleich ebenfalls nur durch AO-Korrelationen ($r = -0.57$) gedeckt. Die frühjährlichen Ägyptenmuster zeigen in zeitlicher Überlappung nur negative NAO-Korrelationen⁸.

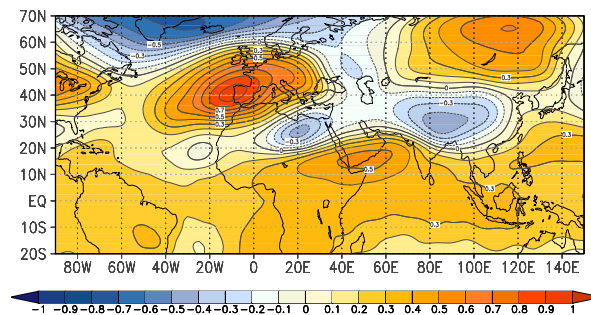
Trotz der beschriebenen räumlichen und zeitlichen Unschärfen zwischen den signifikanten TP-PC 5 Ladungen und den signifikanten Korrelationen zwischen der NAO-Variabilität und dem mediterranen Niederschlag besteht kein Zweifel daran, dass die fünfte Telekonnektionsmuster-Hauptkomponente eine Affinität zur Luftdruckvariabilität über dem Nordatlantik zeigt.

Dies wird noch deutlicher in einer vergleichenden Betrachtung zwischen der repräsentativen 500 hPa-Korrelationskarte von TP-PC 5 (s. Abb. 6.48, li.) und den 500 hPa-Korrelationskarten der drei diskutierten NAO/AO-Indizes (DJF), die in Abbildung 6.55 dargestellt sind. In dieser Darstellung sind die Korrelationskarten der AO- bzw. der Jones-NAO dem TP-PC 5 Fernkopplungsmuster am ähnlichsten. Dem Positivmodus der Hauptkomponente mit einer nördlichen Lage des atlantischen Fernkopplungszentrums über dem Ärmelkanal, den die Libyen- oder auch die AIRI-Korrelationskarte abbilden, kommt die AO-Korrelationskarte am nächsten. Den negativen Modus, den beispielsweise die iberische Korrelationskarte beschreibt und der das Atlantikzentrum in südwestlicher Verlagerung abbildet, zeichnet die Jones-NAO nach. Die Variabilität der Jones-NAO schließt ebenfalls eine großräumige, schwache Kopplung mit der tropischen Troposphäre ein, die auf der Korrelationskarte Iberiens nicht, auf der des Indienniederschlags aber mit umgekehrtem Vorzeichen zu finden ist. Die NAO-Korrelationskarte ist der TP-PC 5 am unähnlichsten. Die Variabilitätsmodi, die eine atlantische Luftdruckoszillation zwischen Island/Grönland und dem Nordostatlantik (zwischen Biscaya und Großbritannien) repräsentieren, sind nicht nur dem TP-PC 5 Fernkopplungsmuster am ähnlichsten. Für diese Variabilitätsmodi lässt sich auch ein höherer gemeinsamer Schwankungsanteil mit dem iberischen Niederschlag ausmachen. Dabei ist Vorsicht geboten bei der Ergebnisinterpretation für die Kopplung zwischen Iberienniederschlag und dem Jones-NAO-Index. Obwohl dieser zu maximalen Korrelationsbeträgen im Winter führt, bewirkt die Integration der Luftdruckverhältnisse des Gibraltar-Bezugspunkts, dass mehr als die Variabilität über dem Nordatlantik beschrieben wird. Das zeigt sich einerseits in der Kopplung mit der tropischen Troposphäre, wie sie in Abbildung 6.55b deutlich hervortritt, und andererseits im Saisonabschnittsdiagramm Iberiens, das annähernd ganzjährig mit dem Jones-NAO-Index korreliert ist. Denkt man an die führenden beiden Telekonnektionsmuster, den ENSO/ISM- und den SCAND/WAGI-Modus, dann war in beiden Muster im Westmittellmeerraum ein Primärkopplungszentrum ausgebildet, das Azorenhochanomalien widerspiegelte.

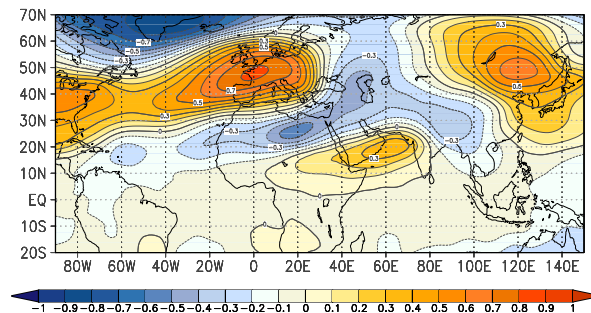
⁸Das bedeutet, dass nicht dieselben Wirkungsmechanismen wie für die libysche Niederschlagsregion mit positiven NAO-Korrelationen angenommen werden können, obwohl die Ladungen dasselbe Vorzeichen haben.



(a) NAO



(b) Jones-NAO



(c) AO

Abb. 6.55: Korrelationskarten zwischen dem 500 hPa-Luftdruckfeld und dem NAO-Index (a), dem Jones-NAO-Index (b) und dem AO-Index (c) im Dezember-Februarmittel. Der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen.

Da der Jones-NAO-Index zwischen fixen Knotenpunkten berechnet wird, von denen einer im Einzugsbereich des westmediterranen Kopplungszentrum liegt, beschreibt dieser Index in anderen Jahreszeiten auch oder nur die Variabilität anderer Telekonnektionen als die der NAO. Anschaulich wird das, wenn man für den Saisonabschnitt, in dem der Iberienniederschlag maximal mit dem NINO3.4-Index korreliert ist (JASO), eine Korrelationskarte für den Jones-NAO-Index erzeugt. Auf Abbildung 6.56 ist diese vergleichend der Korrelationskarte, die den ENSO/ISM-

Modus repräsentiert, gegenüberstellt. Beide gleichen sich in Anzahl und Lage der Telekonnektionszentren spiegelbildlich. Die Luftdruckdifferenz zwischen Gibraltar und Reykjavik im Sommer/Herbstübergang beschreibt also weniger die NAO, als vielmehr die ENSO/ISM-Telekonnektion im 500 hPa-Luftdruckniveau.

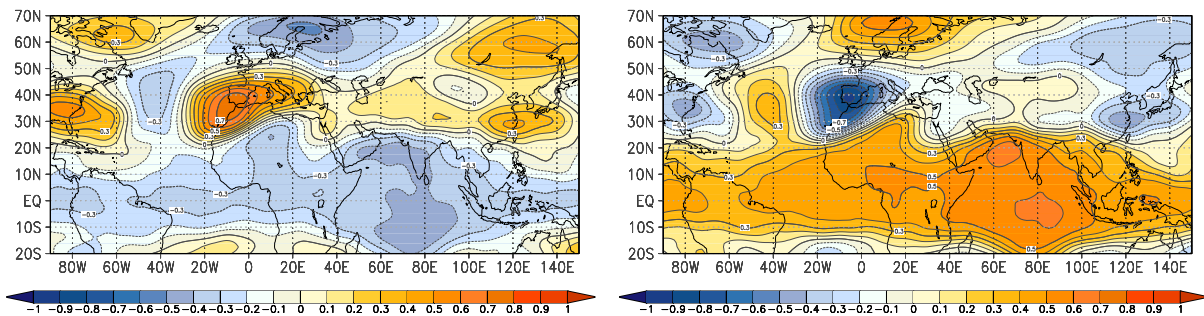


Abb. 6.56: Korrelationskarten zwischen dem 500 hPa-Luftdruckfeld und dem Jones-NAO Index (li.) bzw. des Iberienniederschlags im Juli-Oktobermittel (\sim repräsentative Korrelationskarte des ENSO/ISM-Modus, re.). Der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen.

6.6.6 Zusammenfassende Diskussion der Kopplungsmechanismen

Das Telekonnektionsmuster, das noch ca. 7% der Fernkopplungseigenschaften aller mediterranen Niederschlagsregionen beschreibt, spiegelt die großräumige Luftdruckvariabilität über dem Nordatlantik wider, die mit der Arktischen- bzw. mit der Nordatlantischen Oszillation gleichgesetzt werden kann. Zwei dominante Hauptkopplungszentren, die sowohl in der oberen und mittleren als auch in der niederen Troposphäre auftreten, umschreiben die gegenläufig oszillierenden atmosphärischen Aktionszentren Islandtief und Azorenhoch. Das Anomaliemuster im hochaufgelösten Niederschlagsfeld manifestiert sich als Dipol mit starken positiven (negativen) Niederschlagsanomalien im Westen und negativen (positiven) im Südosten der Mediterranregion bei Vorherrschen des negativen (positiven) NAO-Modus. Dieser Dipol zeigt sich auch im Ladungsmuster der TP-Hauptkomponente mit gegensätzlichen Vorzeichen auf die hauptsächlich betroffenen Niederschlagsregionen Iberien und Libyen. Der Iberienniederschlag ist, in zeitlicher Überlappung zum TP-PC 5 Ladungsmuster, mit der AO- bzw. NAO-Variabilität signifikant negativ korreliert. Für Libyen und Ägypten lassen sich vergleichbare (positive) Zusammenhänge nur schwach und lediglich mit der Variabilität der Arktischen Oszillation nachweisen.

Am stärksten gleicht das TP-PC 5 Fernkopplungsmuster im 500 hPa Luftdruckfeld dem AO- bzw. Jones-NAO-Muster, am wenigsten dem Muster des NAO-Index. Als ursächlich hierfür wird die nordostwärtige Verschiebung des südlichen Variationszentrums (Azorenhoch) in den Nordostatlantik hinein betrachtet, die sich sowohl im Kopplungsmuster von TP-PC-5 als auch

des AO- bzw. Jones-NAO-Index manifestiert, während das Telekonnektionsmuster des NAO-Index stärker die Luftdruckdifferenz im zentralen Nordatlantik beschreibt.

Auch Anteile der Fernkopplungseigenschaften des Indienniederschlags können auf den TP-PC 5 Modus zurückgeführt werden: die zwischen Juni und Februar gemittelte Variabilität des Indienniederschlags erzeugt ein heterogenes Korrelationsmuster im Luftdruck, das dem Positivmodus von TP-PC 5 sehr ähnlich ist. Die signifikante Positivladung der vergleichbaren cTP-PC auf den Frühjahrssaisonabschnitt des *All-India-Rainfall*-Index stützt diesen Zusammenhang.

Diese hier zusammengefassten Ergebnisse lassen sich relativ gut in die Fachliteratur einordnen. Bei Trigo et al. (2002b) und Trigo et al. (2004a) wird ein vergleichbares NAO-Anomalienmuster im mediterranen Winterniederschlag gefunden. Die stärksten Zusammenhänge manifestieren sich in diesen Beiträgen ebenfalls in Iberien und ebenfalls in der hier beschriebenen Wirkungsrichtung: positiv in NAO(-)-Jahren und negativ in NAO(+)-Jahren. Im südöstlichen Mittelmeerraum finden die Autoren allerdings lediglich kleinräumig und nur sehr viel schwächere gegenläufige Anomalien, die in Verbreitung und Intensität nicht mit den hier dargestellten übereinstimmen. Hier helfen die Arbeiten von Xoplaki (2002) und Dünkeloh & Jacobeit (2003) weiter: beide stellen eine dipolartige Verbreitung der NAO-bedingten Niederschlagsanomalien im Mittelmeerraum heraus mit, wie hier, positiven Anomalien im Westmittelmeerraum und Negativanomalien im Südostmittelmeerraum im NAO(-)-, analog zum positiven TP-PC 5-Modus. Hinsichtlich des TP-PC 5-Fernkopplungsmusters herrscht vor allem mit dem Variabilitätsmodus, den Dünkeloh & Jacobeit (2003) beschreiben, eine große Ähnlichkeit vor. Sie ist wohl der Tatsache geschuldet, dass die Telekonnektionsmuster-Hauptkomponentenanalyse genau wie die in der Dünkeloh'schen Arbeit angewandte Kanonische Korrelationsanalyse die zentralen Luftdruckanomalien-Muster abhängig von den mediterranen Niederschlagsanomalien extrahiert. Die Autoren weisen auch explizit darauf hin, die NAO-Variabilitätsanteile im Luftdruckfeld so darzustellen, wie sie sich in Kopplung mit der mediterranen Niederschlagsvariabilität präsentieren.

Auch die Ergebnisse von Xoplaki (2002) basieren auf der Anwendung der Kanonischen Korrelationsanalyse. Der gewichtigste Variabilitätsmodus des mediterranen Winterniederschlags, den sie im Luftdruckfeld ausmacht, lässt sich ebenfalls mit dem hier gefundenen NAO-Modus vergleichen. Die Autorin beschreibt ein dominantes, niederschlagsgenerierendes Negativzentrum über Zentraleuropa, das etwas weiter östlich liegt als das des NAO-Modus über dem östlichen Nordatlantik (s. Abb. 6.48, li.). Xoplaki (2002) stellt auch für ihr Kopplungsmuster eine größere Ähnlichkeit zur Variabilität der Arktischen- als der Nordatlantischen Oszillation fest, so wie das für das Telekonnektionsmuster des NAO-Modus herausgearbeitet wurde. Dennoch werden auch Abweichungen deutlich: Xoplaki (2002) postuliert für ihre Telekonnektion eine Affinität

zum *East Atlantic/West Russia*-Pattern, angezeigt durch ein Positivzentrum nördlich des Kaspischen Meeres. Dieses Zentrum ist in der repräsentativen Korrelationskarte des NAO-Modus nicht zu finden (vgl. Abb. 6.48, li.). Weiterhin, obwohl auch ihr Niederschlagsverteilungsbild wie hier gegensätzliche Anomalien im West- und Ostmittelmeerraum anzeigt, stimmen die Regionen der maximalen Anomaliebeträge nicht überein. Für den NAO-Modus befinden sie sich in Ost- bzw. Zentraliberien, Xoplaki (2002) hingegen berichtet von einem regionalen Schwerpunkt entlang der östlichen Adriaküste. Unabhängig von den erläuterten Differenzen lassen die genannten Überschneidungen den Rückschluss zu, dass TP-PC 5 den Einfluss der AO/NAO auf die mediterrane Winterniederschlagsvariabilität repräsentiert, dementsprechend wird sie als AO/NAO-Modus bezeichnet. Vor allem die Ergebnisse der beiden letztgenannten Arbeiten machen erkenntlich, dass mit der Telekonnektionsmuster-PCA ähnliche Ergebnisse wie mit der Kanonischen Korrelationsanalyse erzielt werden.

Für die herausgestellten, potenziellen Zusammenhänge zwischen TP-PC 5 und dem *All-India-Rainfall-Index* finden sich ebenfalls Hinweise in der Fachliteratur: Syed et al. (2009) beschreiben NAO-Einflüsse auf die Winterniederschlagsvariabilität u.a. in Nordpakistan und Afghanistan in der Form von Positivanomalien in NAO(+)-Situationen. Sie finden eine NAO-Signatur in ihrem Untersuchungsgebiet zwischen zentralem Mittelmeerraum und Bangladesh (s. Syed et al. 2009, Abb. 8d), das der bandartigen, negativen Korrelationsregion des sekundären ostmediterranen Fernkopplungszentrums aus der AIRI- und Libyen-Korrelationskarte auf Abbildung 6.53 sehr nahe kommt. Die Autoren interpretieren dieses Kopplungszentrum als ostwärtige Erweiterung des Islandtiefs in Form der Verstärkung eines ostmediterranen Trogs in NAO(+)-Jahren. Die Zyklogeneseprozesse über dem Ostmittelmeerraum und dem Mittleren Osten sind dann intensiviert und führen im Zusammenspiel mit mediterranem Feuchtetransport und ostwärtigen Zugbahnen zu positiven Niederschlagsanomalien u.a. über Nordpakistan. Der *All-India-Rainfall-Index* spiegelt nun nicht die Niederschlagsvariabilität Pakistans wider, wohl aber die des räumlich benachbarten indischen Subkontinents. Die indischen Niederschlagsschwankungen könnten durch ähnliche Kopplungs-Mechanismen mit der nordatlantischen/eurasischen Zirkulationsvariabilität in Verbindung stehen, wie die angrenzenden pakistanischen. Demnach könnte das Negativzentrum nördlich des Kaspischen Meeres auf der AIRI-Korrelationskarte in Abbildung 6.53 (li.), im dargestellten Positivmodus als Tiefdrucktrog über der Region zu interpretieren, sich auf ähnliche Weise auf den Indienniederschlag auswirken, wie es (Syed et al. 2009) für ihr vergleichbares Kopplungszentrum und den Pakistanniederschlag skizzieren.

Auch bei Wang (2005) werden westeuropäische nordatlantische Zirkulationsanomalien mit der Indienniederschlagsvariabilität in Zusammenhang gebracht, dann allerdings im Sommer. Sie diskutieren die Auswirkungen einer Hochdruckanomalie über Westeuropa auf den indischen

Sommermonsunniederschlag. Ein Rossby-Wellenzug mit einer Trog-/Rückenabfolge über dem Kaspischen Meer und Nordindien, ausgehend von der westeuropäischen Antizyklonalanomalie, ist laut ihrer Theorie Bindeglied zwischen Westeuropa und Indien. Die von ihnen ausgewiesenen Telekonnektionszentren sind in etwa lagekonform mit dem Positivzentrum über den Britischen Inseln und dem Negativzentrum über dem Kaspischen Meer. Die Überlegungen dieser Autoren legitimieren die Annahme von physikalisch-dynamischen Ursachen hinter den ermittelten statistischen Beziehungen zwischen der Nordatlantischen Zirkulationsvariabilität und dem indischen Niederschlagsgeschehen im Frühjahr. Allerdings, und das ist wiederum für den hier analysierten Mittelmeerniederschlag entscheidend: die Wirkungsrichtung verläuft wohl eher entlang der westlichen Hauptwindrichtung; es kann demnach nicht davon ausgegangen werden, dass TP-PC 5 bzw. der NAO-Modus Einflüsse der indischen (Winter)-Zirkulation auf den Mittelmeerniederschlag repräsentiert.

6.7 TP-PC 7: ISM/EA-WR-Modus

Die siebte Telekonnektionsmuster-Hauptkomponente erklärt noch annähernd 5% der Fernkopplungseigenschaften des mediterranen Niederschlags. Ab der sechsten Hauptkomponente, das wird im nachfolgenden Kapitel angesprochen, treten in den Hauptkomponenten-*Scores* und Ladungen räumliche und zeitliche Unschärfen auf, die zu Zuordnungsschwierigkeiten bei den repräsentativen Korrelationskarten führen. Für TP-PC 7 gelingt es zwar, eine stellvertretende Isokorrelatenkarte zu identifizieren. Diese wiederum entstammt aber einem Zeitraum, der nicht mit demjenigen übereinstimmt, für den die entsprechende cTP-PC vereinzelt Kopplungen mit den tropischen Telekonnektionsindizes anzeigt. Möglicherweise liegt die Ursache darin, dass auch die entsprechende cTP-PC nur mit mäßiger Übereinstimmung festgelegt werden kann - darüber hinaus handelt es sich um eine der nachgeordneten gekoppelten Hauptkomponenten.

Allerdings gibt es Hinweise darauf, dass es sich bei TP-PC 7 nicht um ein mathematisches Artefakt handelt, denn das einhergehende Fernkopplungsmuster tritt auch in den anders konfigurierten Analysevarianten auf (vgl. Kap. 6.1.2), dann als sechste bis zehnte Hauptkomponente. Darüber hinaus, und deshalb wurde TP-PC 7 tiefergreifend analysiert, wird aus dem *Score*-Muster ein starkes Fernkopplungszentrum über der indischen Monsunregion ersichtlich. Auf Grund der Zuordnungsschwierigkeiten der repräsentativen Korrelationskarte fallen die Ausführungen zur siebten Hauptkomponente strukturell teilweise abweichend von denen der führenden Modi aus. Die Diskussion des Fernkopplungsmusters steht im Vordergrund und geschieht nicht nur am Beispiel der repräsentativen Korrelationskarte, sondern auch in Gegenüberstellung zu den *Scores*.

6.7.1 Das Fernkopplungsmuster

Auf Abbildung 6.57 sind die *Scores* von TP-PC 7 der repräsentativen Korrelationskarte im 500 hPa-Niveau gegenübergestellt (Balkanregion, September-Novembermittel). Es wurde bereits erwähnt, dass diese Korrelationskarte nicht im zeitlichen Einklang mit ihrer entsprechenden cTP-PC steht. Zwischen beiden Teilabbildungen werden sofort Abweichungen ersichtlich. Im 500 hPa-Niveau der *Score*-Karte sind drei dominante Positivzentren abgebildet: über der Südostküste der USA, nordwestlich von Iberien und ein drittes mit Kernregion über dem Kaspischen Meer (s. Abb. 6.57, li.). Das letztgenannte, gleichzeitig das stärkste der Karte, erstreckt sich nach Süden in den Ostmittelmeerraum hinein.

Auf der repräsentativen Balkan-Korrelationskarte des 500 hPa-Niveaus fehlt erstens das nordamerikanische Positivzentrum (s. Abb. 6.57, re.). Zweitens ist das Zentrum vor Iberien nach Süden verlagert und so schwach, dass die Koeffizienten bereits unter dem statistischen Signifikanz-

niveau angesiedelt sind. Es hängt drittens mit einem weiteren, schwachen Positivzentrum über Ostgrönland zusammen, welches wiederum mit dem Kaspischen-Meer-Zentrum in Verbindung steht und welches nicht in der *Score*-Karte abgebildet ist. Und zuletzt weist auch das positive Kaspische-Meer-Zentrum in der Balkan-Korrelationskarte eine geringere Nord-Osterstreckung auf.

Aus den 500 hPa-*Scores* werden außerdem zwei dominante Negativzentren ersichtlich: eines über Sizilien und eines westlich des Tibetplateaus über dem Hindukusch. Das letztgenannte hängt mit einem schwächeren negativen Kopplungszentrum über Ostsibirien zusammen. Ein viertes, ebenfalls schwächeres und kleines Negativzentrum liegt über dem zentralen Nordatlantik. Das Nordatlantik- und das Sizilienzentrum stehen beide mit einer schwachen negativ gekoppelten Region über Grönland in Verbindung. Auf der repräsentativen Korrelationskarte im 500 hPa-Niveau (Abb. 6.57, li.) liegt die Kernregion des mediterranen Negativzentrums in etwa über den Alpen und damit nördlicher. Das negative Kopplungszentrum über dem Hindukusch fehlt oder es findet sein Pendant in einem sehr viel kleinräumigeren und schwächeren Negativzentrum mit einer stark nach Süden über das Arabische Meer verlagerten Kernregion. Dieses Zentrum ist einerseits mit einer bandförmigen, schwachen Korrelationsregion über Nordafrika verbunden, die auf der *Score*-Karte fehlt. Andererseits ist es mit dem zweiten dominanten Negativzentrum über Ostsibirien gekoppelt, das in den *Scores* ebenfalls auftritt.

Im 1000 hPa-Niveau (nicht dargestellt) kommt die repräsentative Korrelationskarte dem *Score*-Muster näher als im 500 hPa-Niveau, dennoch lassen sich auch in diesem Luftdruckniveau Abweichungen feststellen. Insgesamt erinnert das TP-PC 7-*Score*-Muster sehr stark an das des EA-WR/NATL-Modus (TP-PC 4). Eine Ursache für diese Affinität kann darin begründet sein, dass die Balkanregion die repräsentative Korrelationskartenfolge sowohl für TP-PC 7 als auch für TP-PC 4 stellt. Der wohl wesentliche Unterschied zwischen den beiden Niederschlags-Telekonnektionen manifestiert sich über dem Nordatlantik. Während im EA-WR/NATL-Muster ein signifikantes Kopplungszentrum über Südostgrönland hervortritt, das mit der Variabilität des Nordatlantischen Tripols in Verbindung gebracht wurde, werden in der TP-PC 7-*Score*-Karte keine statistisch signifikanten Korrelationsregionen im Nordatlantik-Sektor ersichtlich.

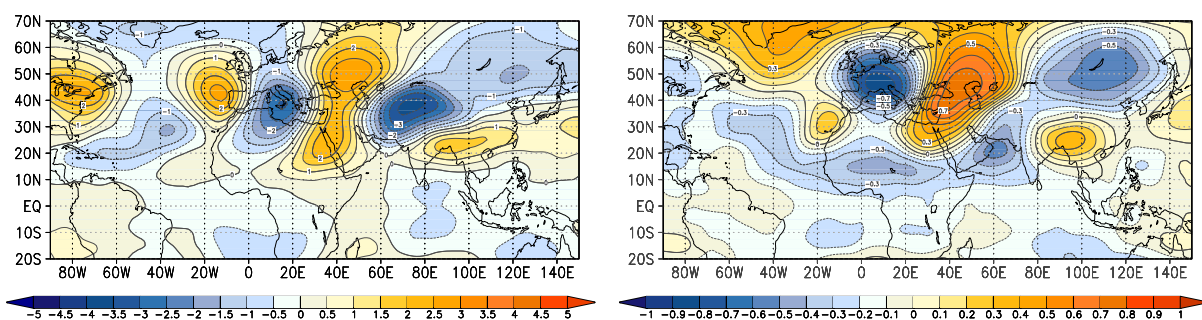


Abb. 6.57: 500 hPa-Scores von TP-PC 7 (li.); rote (blaue) Farben kennzeichnen die Höhe der standardisierten positiven (negativen) Korrelationskoeffizienten; und repräsentative Korrelationskarte der Balkanregion im 500 hPa- (re.) Luftdruckfeld (Oktober-Dezembermittel); der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen.

Das Ladungsmuster von TP-PC 7 muss sehr vorsichtig interpretiert werden (s. Abb. 6.58). Auch auf Grund der erwähnten Ähnlichkeit zu TP-PC 4 ist damit zu rechnen, dass TP-PC 7 Fernkopplungsmuster zugeordnet werden, die der repräsentierten Fernkopplung zwar ähnlich sind, die aber völlig andere physikalische Zusammenhänge widerspiegeln. Die maximal positiven Ladungen stellen sich mit der Niederschlagsregion Balkan ein und zwar in den langen Saisonabschnittsmitteln mit sommerlichen Zentralmonaten. Die maximale TP-PC 7 Ladung, die ebenfalls mit einem Saisonabschnitt dieser Region eintritt, erreicht nur noch eine Höhe von $r = 0.72$ (März-Oktobermittel). Die dazugehörige Korrelationskarte ist dem Score-Muster also nur in ca. 50% der Abbildung ähnlich. Eine vergleichbar hohe Ladung weist das Dezember-Septembermittel Zentralmauretaniens ($r = 0.72$) auf. Schwächere positive Ladungen, ebenfalls für Frühjahrs- und/oder Sommersaisonabschnitte sind für Iberien, Algerien, Libyen ($r = 0.54$, August), Nordmali und den Nord-Tschad auszumachen. Die Saisonabschnittsdiagramme derselben (Nordmali, Libyen, Nordtschad) und auch anderer Regionen (Saudi-Arabien, Nordsudan) zeigen zum Teil aber auch vereinzelt negative Ladungen in anderen Frühjahrs- und/oder Sommersaisonabschnitten (teilweise auch auf den Spätsommermonat August). Daneben entfalten ebenfalls positive Ladungen auf herbst- und winterliche Saisonabschnitte des Zentralmitteleerraums, der Balkanregion, der Türkei, Israels ($r = 0.52$, Januar) und Saudi-Arabiens. Es ist unwahrscheinlich, dass TP-PC 7 so persistent ist, dass sie gleichzeitig ein Sommer- und ein Wintermuster repräsentiert. In einem solchen Falle müsste sie einen höheren Anteil an der Gesamtvarianz erklären. Bei der Zuordnung der herbst- und winterlichen Korrelationskarten tritt demnach sehr wahrscheinlich der bereits angesprochene Fall ein, dass die Musterähnlichkeit zu TP-PC 4 dazu führt, dass auch mit TP-PC 7 signifikante Ladungen auftreten. Dafür spricht, dass aus dem Saisonabschnittsdiagrammen der Balkanregionen einzelne Saisonabschnitte ersichtlich

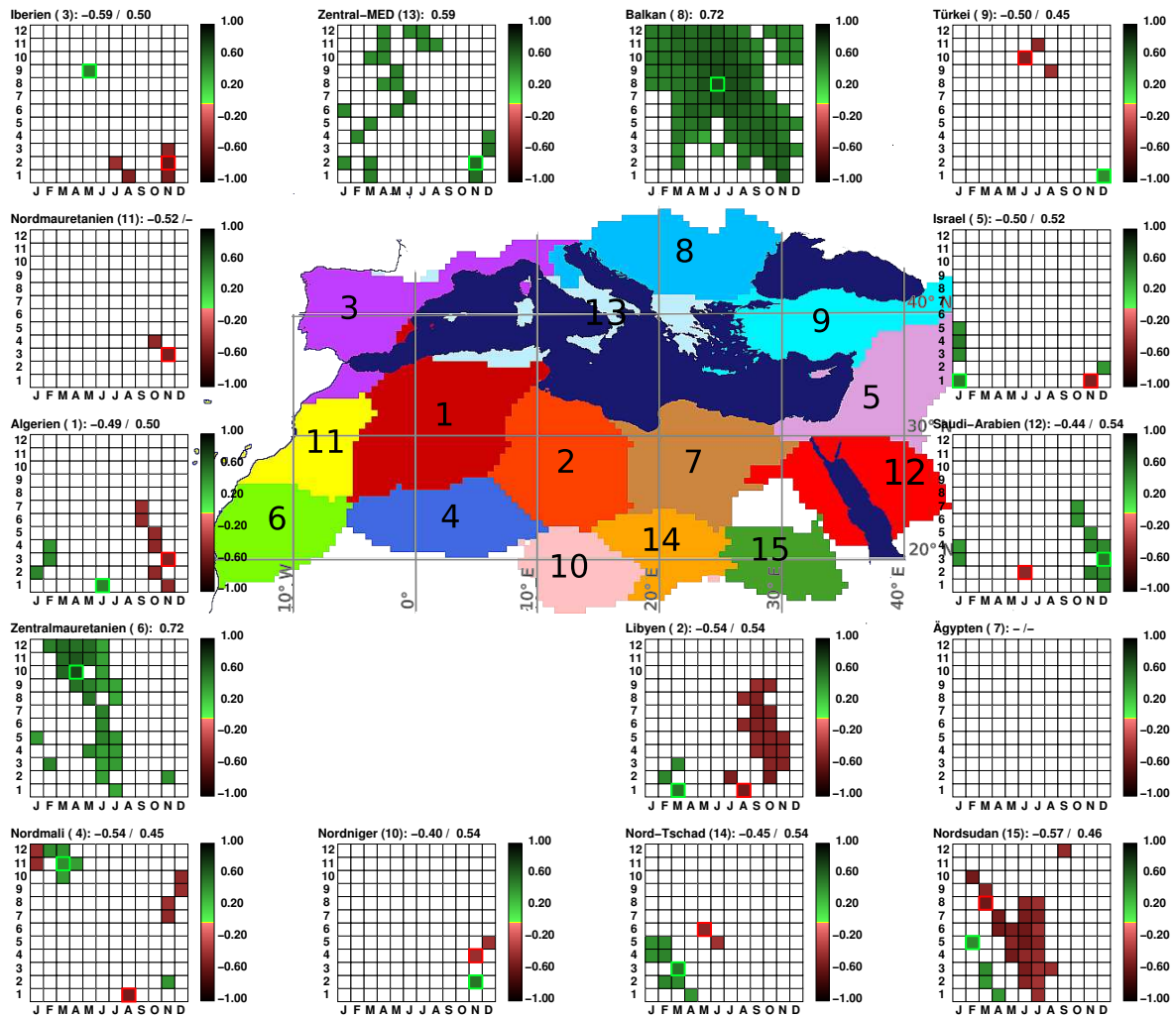


Abb. 6.58: Ladungen von TP-PC 7 auf die Saisonabschnitte der 15 mediterranen Niederschlagsregionen, dargestellt durch ein Saisonabschnittsdiagramm je Niederschlagsregion. Auf der y-Achse der Abschnittsdiagramme ist die Länge der Saisonabschnitte aufgetragen, die sich zwischen einem und zwölf Monaten bewegt. Auf der x-Achse befinden sich die Zentralmonate der insgesamt 144 Saisonabschnitte. Nur statistisch signifikante Ladungen ($\alpha = 0.001$) sind dargestellt. Die signifikanten Ladungen mehrmonatiger Saisonabschnitte sind zentriert eingetragen, z.B. für Februar-März auf der x-Achse an der Stelle des Februars (F) und z.B. für Februar-April auf der x-Achse an der Stelle von März (M). Die positiven Ladungen sind in Grüntönen, die negativen in Rottönen markiert. Die maximal positive Ladung ist durch ein grünes Quadrat, die maximal negative Ladung durch ein rotes Quadrat hervorgehoben. Gleichzeitig erscheinen die Zahlenwerte dieser beiden Ladungen in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme.

werden, in denen mit beiden Telekonnektionsmuster-Hauptkomponenten signifikante Ladungen erzielt werden, wie z.B. die 12-Monatsmittel, die die Monate Oktober, November, und/oder Dezember zentrieren. Es deutet Vieles darauf hin, dass die beiden Hauptkomponenten Fernkopplungen mit ähnlich ausgeprägten Fernkopplungszentren in unterschiedlichen Jahreszeiten widerspiegeln. Möglicherweise werden sogar ähnliche physikalisch-dynamische Zusammenhänge bzw. ähnliche Mechanismen des Signaltransports repräsentiert. Für TP-PC 7 lässt sich ein zeitlicher Auftrittsschwerpunkt im Sommer festschreiben, TP-PC 4 hingegen tritt verstärkt zwischen Herbst und Frühjahr auf.

Auf Grund der maßgeblichen Abweichungen zwischen dem TP-PC-Score und repräsentativen Korrelationskarten unterbleiben an dieser Stelle die Ausführungen der Zirkulations- und Niederschlagskompositen zu den Anomaliejahren. Stattdessen wird damit fortgefahren, den Zusammenhang mit den tropischen Zirkulationsindizes zu beleuchten.

Zuvor soll an diesem Beispiel auf die methodischen Vor- und Nachteile der Telekonnektionsmuster-PCA aufmerksam gemacht werden: die Integration der jahreszeitlich unterschiedlichen und der verschieden langen Saisonabschnitte führt dazu, dass Ähnlichkeiten zwischen Fernkopplungsmustern verschiedener Jahreszeiten herausgestellt werden können, die möglicherweise sogar ähnliche dynamische Zusammenhänge repräsentieren. Gleichzeitig führt diese PCA-Konfiguration mit einer Gruppierung über die Fernkopplungsmuster dazu, dass durch solche Ähnlichkeiten die Ergebnisinterpretation erschwert wird. Darüber hinaus kann ein persistentes Anomaliesignal selbst im chronologischen Jahresverlauf völlig unterschiedliche Fernkopplungsmuster mit in der Lage und im Vorzeichen differierenden Zentren verursachen. Eine Gruppierung über Muster ist nicht in der Lage, saisonal unterschiedliche Ausprägungen derselben Wirkmechanismen einzufangen. Hier wäre hilfreich, die Gruppierung nach der räumlichen und saisonalen Variation der interannuellen Telekonnektions-Signale vorzunehmen, wie das in den weiterführenden Analysen des folgenden Hauptkapitels 7 ausgeführt wird.

6.7.2 Zusammenhänge mit tropischen Telekonnektionsindizes

Auch die Zuordnung zu einer der cTP-PCs aus der mit den tropischen Telekonnektionsindizes erweiterten Analyse gelingt nur mit moderater Übereinstimmung. Am ähnlichsten sind sich die Fernkopplungsmuster ($r = 0.56$) und Ladungen ($r = 0.65$) von TP-PC 7 und cTP-PC 12. Für eine Übereinstimmung spricht, dass cTP-PC 12 ebenfalls signifikant auf die Sommersaisonabschnitte der beiden Niederschlagsregionen Balkan und Zentralmauretanien lädt, die am besten von TP-PC 7 repräsentiert werden. Auf Abbildung 6.59 sind die Zusammenhänge zu den Tropenindizes dargestellt. Statistisch signifikante Ladungen treten mit dem *All-India-Rainfall-Index* (negativ) und mit dem Westafrika-Guineaküsten-Index (positiv) im Sommer auf. Gene-

rell sind die Übereinstimmungen zwischen dem cTP-PC 12 Fernkopplungsmuster und diesen beiden tropischen Telekonnections-Indizes schwach und bewegen sich in einer Höhe von ca. $r = 0.4$.

Abbildung 6.60 (a, b) gibt die AIRI- und WAGI-Korrelationskarten der Saisonabschnitte mit

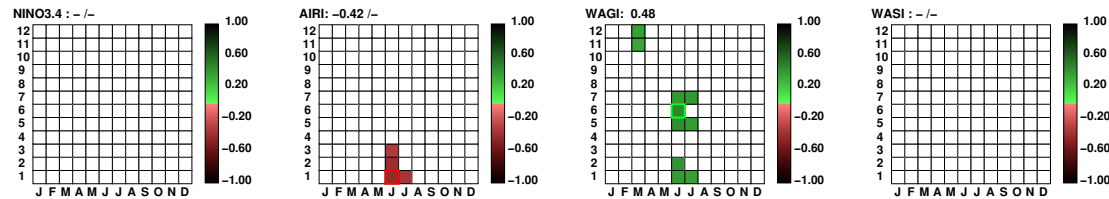


Abb. 6.59: Ladungsmuster von cTP-PC 12 in den Saisonabschnittsdiagrammen des NINO3.4- (a), des AIR- (b), des WAG- (c) und des WAS- (d) Index. Auf der y-Achse der Abschnittsdiagramme ist die Länge der Saisonabschnitte aufgetragen, die sich zwischen einem und zwölf Monaten bewegt. Auf der x-Achse befinden sich die Zentralmonate der insgesamt 144 Saisonabschnitte. Nur statistisch signifikante Ladungen ($\alpha = 0.001$) sind dargestellt. Die signifikanten Ladungen mehrmonatiger Saisonabschnitte sind zentriert eingetragen, z.B. für Februar-März auf der x-Achse an der Stelle des Februars (F) und z.B. für Februar-April auf der x-Achse an der Stelle von März (M). Die positiven Ladungen sind in Grüntönen, die negativen in Rottönen markiert. Die maximal positive Ladung ist durch ein grünes Quadrat, die maximal negative Ladung durch ein rotes Quadrat hervorgehoben. Gleichzeitig erscheinen die Zahlenwerte dieser beiden Ladungen in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme.

den maximalen Ladungen auf cTP-PC 12 für das 250 hPa-Niveau wieder. Diese Abbildungen werden deshalb im 250 hPa-Luftdruckfeld dargestellt, weil in der Korrelationskarte des AIRI dann ein geschlossenes Fernkopplungsmuster zwischen Nordatlantik und dem Tibetplateau auftritt mit gleichzeitig maximalen Korrelationsbeträgen über Pakistan (vgl. 6.60a). Da es sich hier um ein Sommermuster handelt, zeigen die hohen Korrelationen in der Kernregion des Pakistanzentrums die räumliche Variation des westlichen Randes der Tibethöhenantizyklonen-Kernregion an. Umgeben wird dieses Kerngebiet von einer positiv korrelierten Region niedrigerer Koeffizienten ($r \geq 0.60$), die sich bis über den zentralen Mittelmeerraum bzw. bis über Zentral-Algerien erstreckt. Der zentrale Teil dieses Kopplungszentrums spiegelt die räumliche Variabilität der Tibethöhenantizyklone wider. Darüber hinaus reicht die Gesamtausdehnung des positiven Hauptkopplungszentrums mit schwächeren Korrelationen ($r \geq 0.40$) bis über den zentralen Nordatlantik. Ein insignifikant korrelierter kleiner Nordausläufer zieht außerdem, ausgehend von dem positiven Korrelationsband über Nordafrika, über das Mittelmeer und die Alpen hinweg nach Zentraleuropa hinein. Daneben wird ein starkes zweites Positivzentrum über der ostchinesischen Küste ersichtlich, das die Variabilität des sogenannten Bonin-Hochs (Enomoto et al. 2003) und des Ostasienmonsuns repräsentiert. Nordwest- und nordöstlich des Tibetantizyklonen-zentrums sind zwei schwache Negativzentren erkennbar, die möglicherweise Rossbywellendynamiken im Zusammenhang mit dem Tibethoch anzeigen.

Auf Abbildung 6.60b ist ein ähnliches Muster mit umgekehrten Vorzeichen dargestellt. Hier handelt es sich um die 250 hPa-Luftdruckfeldkopplungen des Guineaküstenniederschlags zwischen Frühjahr und Herbst. Auch hier ist ein, nun negativ, korreliertes Band zwischen Nordatlantik und Nordindien ersichtlich. Die weitläufigste Kernregion mit maximalen Korrelationskoeffizienten liegt ebenfalls über Pakistan. Ein gleichstarkes Sekundärzentrum schließt über Algerien an, in etwa dort, wo in der AIRI-Karte das Westende des zentralen Bereiches des positiven Hauptkopplungszentrums liegt. Die höhere räumliche Variabilität am Randbereich des Zentrums scheint die signifikanten Korrelationen mit dem Guineaniederschlag zu verursachen. Stärker als in der AIRI-Karte tritt das Negativzentrum über dem zentralen Nordatlantik hervor, das ebenfalls in die negativ korrelierte Großregion zwischen US-Ostküste und Nordindien eingeschlossen ist. Beide Karten scheinen die Variabilität eines nordhemisphärischen Wellenzugs in subtropischer Breitenlage zwischen ca. 90° W und 100° O wiederzugeben, der zumindest in Teilen aus der indischen Monsunregion zu entspringen scheint.

Auf dem unteren Teil von Abbildung 6.60 ist zu Vergleichszwecken auf der linken Seite (d)

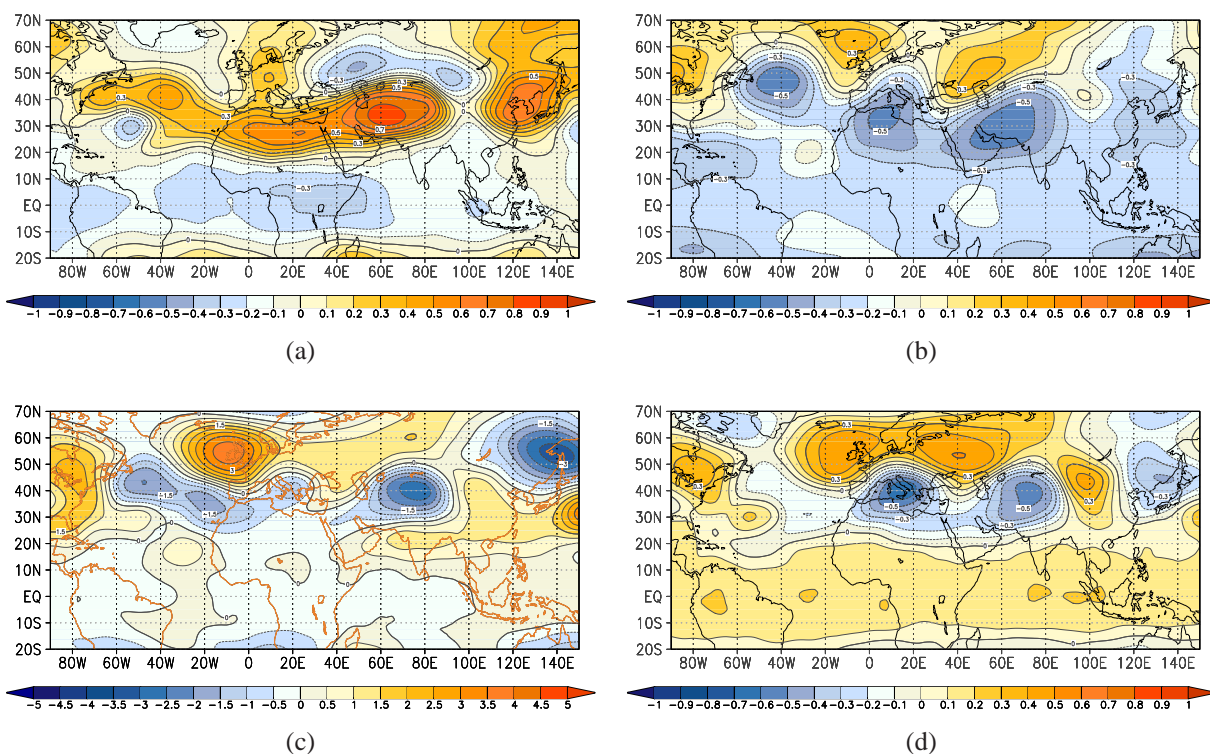


Abb. 6.60: Korrelationskarten zwischen 250 hPa-Luftdruckfeld und *All-India-Rainfall-Index* im Juni-August (a) bzw. des *Westafrika-Guineaindex* im März-Oktober (b); 250 hPa-Scores der zwölften cTP-PC (c) und 250 hPa-Korrelationskarte der Balkanregion im Juni-September (d); der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen.

das *Score-Muster* der erweiterten cTP-PC 12 dargestellt. Vor allem der Atlantik-Teil der auch hier negativ korrelierten Großregion ähnelt stark dem atlantischen Teil des Positivzentrums der AIRI-Korrelationskarte. Über dem zentralen Mittelmeerraum erstreckt sich ebenfalls eine nördliche Erweiterung über die Südadria. Das Kopplungszentrum über Tibet ist auf dieser Karte nur das zweitstärkste und in seiner Lage im Vergleich zur AIRI-Karte etwas nach Nordosten verschoben. Außerdem hängt es nicht mit der Korrelationsregion über dem Mittelmeerraum bzw. dem Nordatlantik zusammen, wie das sowohl auf der AIRI- als auch der WAGI-Karte der Fall ist. Daneben tritt im cTP-PC-*Score* ein zweites und gleichzeitig das stärkste Negativzentrum der Karte über der ostchinesischen Küste auf, das auf der AIRI- und WAGI-Karte fehlt. In der AIRI-Karte könnte es auch Ausdruck in dem Positivzentrum finden (Südchinesische Küste), das die Variabilität des Bonin-Hochs fasst, würde dann aber relativ weit nach Süden verschoben sein. Das stärkste Positivzentrum über den nördlichen Britischen Inseln tritt in der AIRI-Karte nicht und in der WAGI-Karte nur schwach bzw. insignifikant korreliert und weiter nördlich auf. Sowohl Lage und Vorzeichen der Kopplungszentren über dem Atlantik, dem Westmittelmeerraum und Pakistan/Nordindien als auch der Auftrittszeitpunkt im Sommer sprechen dafür, dass es sich beim Fernkopplungsmuster von cTP-PC 12 um ein mit TP-PC 7 vergleichbares Muster handelt.

Über das Telekonnektionsmuster der cTP-PC 12 ist es nun auch möglich, eine repräsentative Korrelationskarte zu identifizieren, die zeitlich mit den signifikanten Ladungen auf die Fernkopplungs-Indizes zusammenfällt. Mit $r = 0.54$ lädt cTP-PC 12 auf das Juni-September-Fernkopplungsmuster der Balkanregion. Beinahe genauso hoch ist die entsprechende TP-PC 7 mit dem Fernkopplungsmuster dieses Saisonausschnittes korreliert ($r \leq 0.53$). Diese „adäquatere“ Korrelationskarte ist auf Abbildung 6.60d dargestellt. Interessanterweise findet sich auch in dieser Karte, wie im cTP-PC 12-*Score-Muster*, eine zwar schwächere, aber signifikante Entsprechung zum starken Positivzentrum über den Britischen Inseln. Auch die östliche Erweiterung desselben mit der Ausbildung einer sekundären Kernregion nordwestlich des Kaspischen Meeres, wie sie in der *Score*-Karte angedeutet ist, tritt hervor. Die negativen bedeutsamen Kopplungszentren liegen über dem zentralen Mittelmeerraum ($r \leq -0.60$) und über dem Hindukusch ($r \leq -0.50$). Östlich davon ist ein schwaches, aber signifikantes Positivzentrum nordöstlich des Tibetischen Hochlands ausgebildet - auch das findet sich ähnlich ausgeprägt im cTP-PC 12-Fernkopplungsmuster. Überraschenderweise ist der subtropische Wellenzug nicht in den zentralen Nordatlantik hinein erweitert. Erwartungsgemäß wäre die mediterrane Niederschlagskorrelationskarte, auf Grund der räumlichen Nähe zum Nordatlantik, diejenige von allen bisher betrachteten Karten gewesen, die den stärksten Zusammenhang mit der atlantischen Zirkulationsdynamik hätte vermuten lassen.

Die diskutierten Korrelationskarten des AIRI, WAGI und von cTP-CP 12 bzw. TP-PC 7 lassen Übereinstimmungen in den Fernkopplungsmustern erkennen. Potentielle zu Grunde liegende Kopplungen wurden mit bivariaten Indexkorrelationen überprüft und werden am Beispiel der Niederschlagsregion Balkan erläutert, da diese bereits im vorangegangenen Kapitel 6.2.4 im Zusammenhang mit der Indienmonsunvariabilität diskutiert wurde. In Kapitel 6.2.4 ist ebenfalls das Saisonabschnittsdiagramm mit den Korrelationen zum *All-India-Rainfall*-Index abgebildet (vgl. Abb. 6.11), aus dem hervorgeht, dass der Balkanniederschlag im Sommer negativ mit der Indienmonsunvariabilität korreliert. Im hier diskutierten Saisonabschnitt Juni-September erreicht diese Korrelation eine Höhe von $r = -0.53$. Nun stellt sich die Frage, ob diese Kopplung nicht vielmehr dem bereits beschriebenen ENSO/ISM-Modus zuzuordnen ist. Denn auch mit diesem weist das Juni-Septemberrmittel des Balkanniederschlags eine positive Ladung auf ($r = 0.44$). Allerdings eine, die etwas niedriger liegt als diejenige mit TP-PC 7 ($r = 0.53$). Außerdem sind im Balkan-Saisonabschnittsdiagramm nur für die kürzeren Sommersaisonabschnitte keine statistisch signifikanten Ladungen mit TP-PC 7 verzeichnet (vgl. Abb. 6.58). In dieses „Zeitfenster“ fällt dann, komplementär, der Großteil der signifikanten Ladungen des ENSO/AIRI-Modus (vgl. Kap. 6.2.2, Abb. 6.8). Die Korrelationen mit dem Indienniederschlag manifestieren sich aber auch außerhalb dieses Zeitfensters. Vor allem die betragsmäßig höheren zeigen sich in den längeren Saisonabschnittsmitteln, zeitgleich mit den statistisch signifikanten Ladungen von TP-PC 7. Insofern ist es durchaus möglich, dass sich für TP-PC 7, unabhängig von der ENSO/AIRI-Niederschlagstelekonnektion, ebenfalls sowohl Zusammenhänge zum Indienniederschlag als auch zur Niederschlagsvariabilität des Balkans nachweisen lassen.

Die Zusammenhänge mit dem WAGI sind in Abbildung 6.61 dargestellt. Aber auch hier wurden im Rahmen der Übersicht in Kapitel 6.3.4 bereits die Kopplungen des nordmediterranen Niederschlags mit diesem Index im Sommer erwähnt ($r = 0.64$, Abb. 6.25). Die durchwegs positiven Korrelationen gruppieren sich verstärkt auf die langen Saisonabschnittsmittel, welche die Frühjahr- bis Herbstmonate zentrieren. In den kürzeren Saisonabschnittsmitteln entfallen sie auf den Hochsommer und weisen einen Zeitversatz von ein bis zwei Monaten auf. Auch diese etwas schwächere Kopplung fällt mit den signifikanten Ladungen von TP-PC 7 zusammen.

Da mit Hilfe von cTP-PC 12 nun doch eine repräsentative Korrelationskarte identifiziert werden konnte, die gleichzeitig mit dem zeitlichen Wirkungsbereich von TP-PC 7 zusammenfällt, können die dargestellten statistischen Zusammenhänge an Hand der Niederschlags- und Zirkulationskompositen überprüft werden.

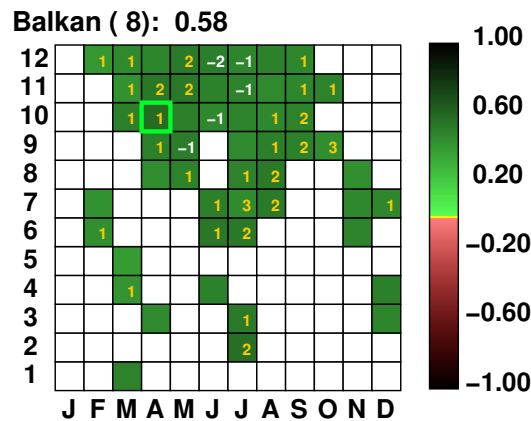


Abb. 6.61: Saisonabschnittsdiagramme für den maximal positiven Zusammenhang zwischen der Variabilität des WAG-Index und des Niederschlags der Balkanregion. Nur statistisch signifikante Korrelationskoeffizienten ($\alpha = 0.05$) sind dargestellt - positive in Grün- und negative in Rottönen. Auf der y-Achse ist die Länge der Saisonabschnitte (1-12 Monate) aufgetragen, auf der x-Achse stehen die Zentralmonate (Januar-Dezember) der Saisonabschnitte. Die signifikanten Korrelationskoeffizienten mehrmonatiger Saisonabschnitten sind zentriert eingetragen; z.B. für Februar-April und für Februar-Mai auf der x-Achse an der Stelle von März (M). Der maximal positive (negative) Korrelationskoeffizient ist durch ein grünes (rotes) Quadrat hervorgehoben und erscheint als Ziffernwert in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme; gelbe Ziffern stehen für positiven Zeitversatz, d.h. die Zusammenhangsgröße (z.B. NINO3.4) schreitet dem Niederschlag zeitlich voran; weiße Ziffern stehen für negativen Zeitversatz (umgekehrt).

6.7.3 Die Zirkulationsdynamik und das regional differenzierte Niederschlagsverteilungsbild

Die Zirkulationskompositen werden hier für das 250 hPa-Luftdruckfeld diskutiert, um die Vergleichbarkeit mit den Korrelationskarten des vorangegangenen Kapitels zu wahren. Gleichzeitig werden die Niederschlagsanomalien in anomal positiven bzw. negativen Jahren von TP-PC 7 ins Auge gefasst. Sowohl Zirkulations- als auch Niederschlagskompositen sind in Abbildung 6.62 dargestellt. In Abbildung 6.62a (li.), in positiven Anomaliejahren von TP-PC 7, treten maximal positive Anomaliebeträge auf dem Gebiet der Balkanregion, des Zentralmittelmeerraumes und an der Südküste des Schwarzen Meeres auf (vgl. Abb. 6.62a, li.). Das Höhenluftdruckfeld verweist auf die Ursache: die absolute Topographie der geopotentiellen Höhen des 250 hPa-Niveaus zeigen einen leichten Trog über dem zentralen Mittelmeerraum auf der Südseite einer starken Hochdruckanomalie über Skandinavien an (Abb. 6.62b, li.). Den Mittelmeerraum (und die Schwarzmeerregion) dominieren dann nordöstliche Strömungskomponenten, die im Sommer zur Entstehung baroklin instabiler Regionen und damit verbundener Zyklongenese über der gesamten Nordmediterraneanregion und über dem Schwarzen Meer führen können. Hingegen

in Jahren mit Niederschlagsdefiziten auf dem Balkan (vgl. Abb. 6.62a, re.) zeichnen sich Hochdruckanomalien sowohl über dem zentralen Mittelmeerraum als auch auf der Nordwestseite der Tibethöhenantizyklone ab (Abb. 6.62b, re.). Verstärkte Subsidenz über der mediterranen Region bei einer intensivierten Indienmonsunzirkulation lassen negative Niederschlagsanomalien im zentralmediterranen Bereich erwarten. Diese Hypothese wird gestützt durch die Kompositen des Bodenluftdruckfeldes (nicht dargestellt), die ein, im Vergleich zum gegensätzlichen Komposit, intensivierte persisch-arabisches Hitzetief vor allem über dem Arabischen und Roten Meer indizieren. Das leitet über zu den Niederschlagsanomalien in Nordafrika auf dem Gebiet der Niederschlagsregionen Nordniger, Nordtschad und Nordsudan, die entgegengesetzt zu den mediterranen Anomalien im Positiv- (Negativ)-Komposit positiv (negativ) ausfallen (Abb. 6.62a, li., re.). Auch sie können aus der Intensivierung (Abschwächung) des monsonalen Hitzetiefs erklärt werden, die sich nicht nur im Nahen Osten, sondern auch über Zentralafrika und der Ostsahara deutlich abzeichnet.

Darüber hinaus sind an der nordafrikanischen Küste (Nord- und Zentralmauretanien) und in Al-

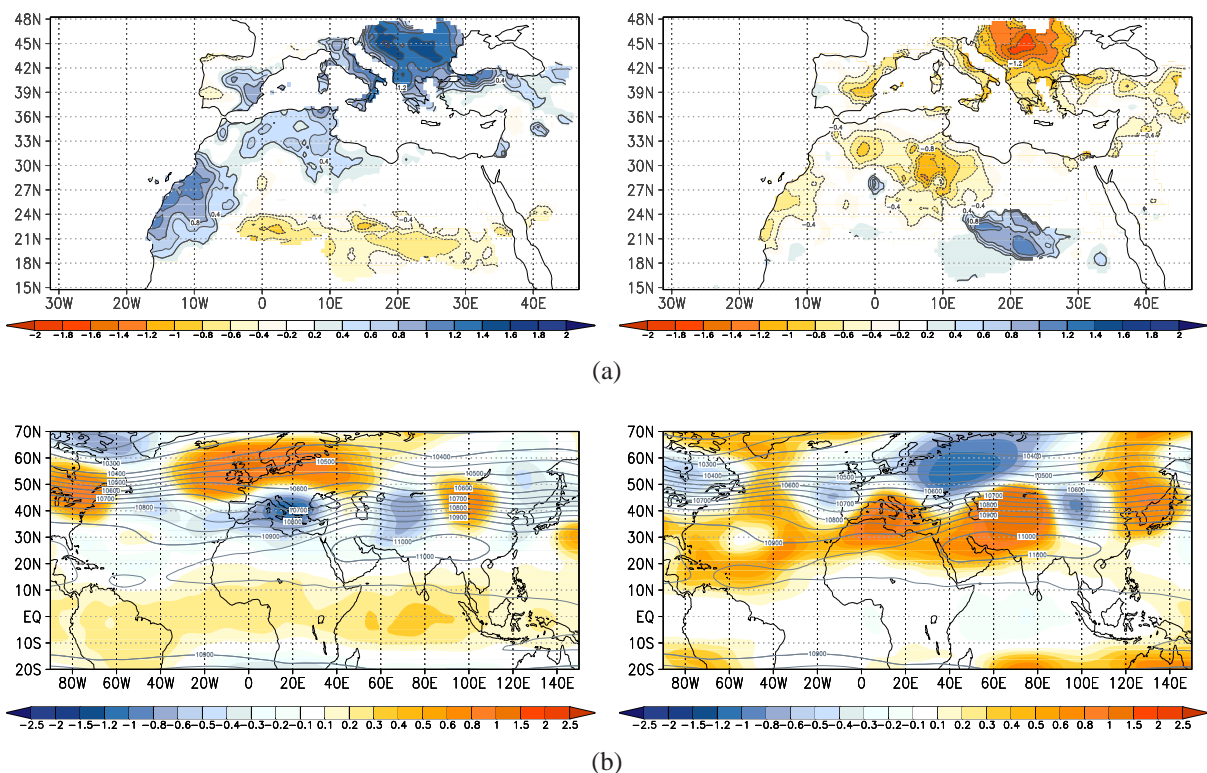


Abb. 6.62: Mittlere standardisierte Niederschlagsanomalien im Mittelmeerraum in anomal positiven (a, li.) und anomal negativen (a, re.) Jahren des Balkanniederschlags im Juni-Septemberrmittel und die einhergehenden Zirkulationskompositen mit der absoluten Topographie (Linien) und den Anomalien (Farbe) des Luftdruckfeldes im 250 hPa-Niveau (b, li. und re.)

gerien und Libyen Niederschlagsanomalien verzeichnet, die dasselbe Vorzeichen wie die zentralmediterranen aufweisen. Diese lassen sich im negativen Fall ebenfalls mit der verstärkten Subsidenz über dem Mittelmeerraum und Nordafrika erklären. Wie aus dem Höhenluftdruckfeldkomposit hervorgeht, ist dann die subtropische Atlantik-Hochdruckzelle durch die Westerweiterung der Tibethöhenantizyklone über dem gesamten tropischen Atlantik bei ca. 20° N maßgeblich intensiviert (Abb. 6.62 b, re.). Dynamische und konvektiv bedingte Niederschlagsaktivitäten finden dementsprechend erwartungsgemäß in reduziertem Umfang statt. Im Gegensatz dazu sind in positiven Niederschlagsjahren bei schwächerem Hochdruck über der Region die Bedingungen für sämtliche niederschlagsgenerierende Prozesse förderlich.

6.7.4 Übereinstimmungen mit außertropischen Telekonnektionen

Die Ähnlichkeit zwischen den Fernkopplungsmustern von TP-PC 7 und dem EA-WR/NA-TL-Modus (TP-PC 4) wurde festgestellt. Um diesen Zusammenhang weiter zu beleuchten, wird überprüft, ob sich die durch TP-PC 4 repräsentierten außertropischen Fernkopplungen (EA/WR-Muster, Nordatlantischer Tripol) ebenfalls mit TP-PC 7 in den Sommermonaten in Verbindung bringen lassen. Dies wird an Hand der Balkan-Niederschlagsregion durchgeführt, da sie für beide Telekonnektions-Modi die repräsentative Korrelationskarte stellt. Die Saisonabschnittsdiagramme des Balkans für die NATL- und EA/WR- Korrelationen wurden bereits in Kapitel 6.5.5 diskutiert und sind dort in den Abbildungen 6.43 bzw. 6.45 dargestellt. Daraus geht hervor, dass der Balkanniederschlag auch in einzelnen Sommersaisonabschnitten mit dem *East Atlantic/West Russia-Pattern* signifikant negativ korreliert ist. In den ein- bis zweimonatigen Saisonabschnittsmitteln entfallen signifikante Korrelationen auf die Hoch- bzw. Spätsommermonate mit einem Zeitversatz von einem bis drei Monaten auf den EA/WR-Index. Das Juni-Septemberrmittel, der Saisonabschnitt für die repräsentative TP-PC 7-Korrelationskarte, ist in einer Höhe von $r = 0.53$ mit dem EA/WR-Index gekoppelt. Auf Abbildung 6.63 ist die einhergehende Korrelationskarte des EA/WR-Index für diesen Saisonabschnitt im 250 hPa-Niveau aufgeführt. Die Übereinstimmungen mit dem TP-PC 7 Fernkopplungsmuster werden sofort ersichtlich.

Auf der EA/WR-Korrelationskarte ist im Sommer im Einzugsbereich der Tibethöhenantizyklone ein positives Kopplungszentrum ausgebildet. Nordwestlich schließt ein etwa gleichstarkes Negativzentrum an, das möglicherweise eine durch die Tibetantizyklone angeregte Wellendynamik in der außertropischen Westdrift markiert. Dieses Negativzentrum kann als Pendant zum negativen EA/WR-Kopplungszentrum über dem Kaspischen Meer im Winter betrachtet werden und damit als Pendant zu einem der drei Telekonnektionszentren, die das EA/WR-Muster konstituieren. In der repräsentativen TP-PC 7 Korrelationskarte der Balkanregion, in der dieses

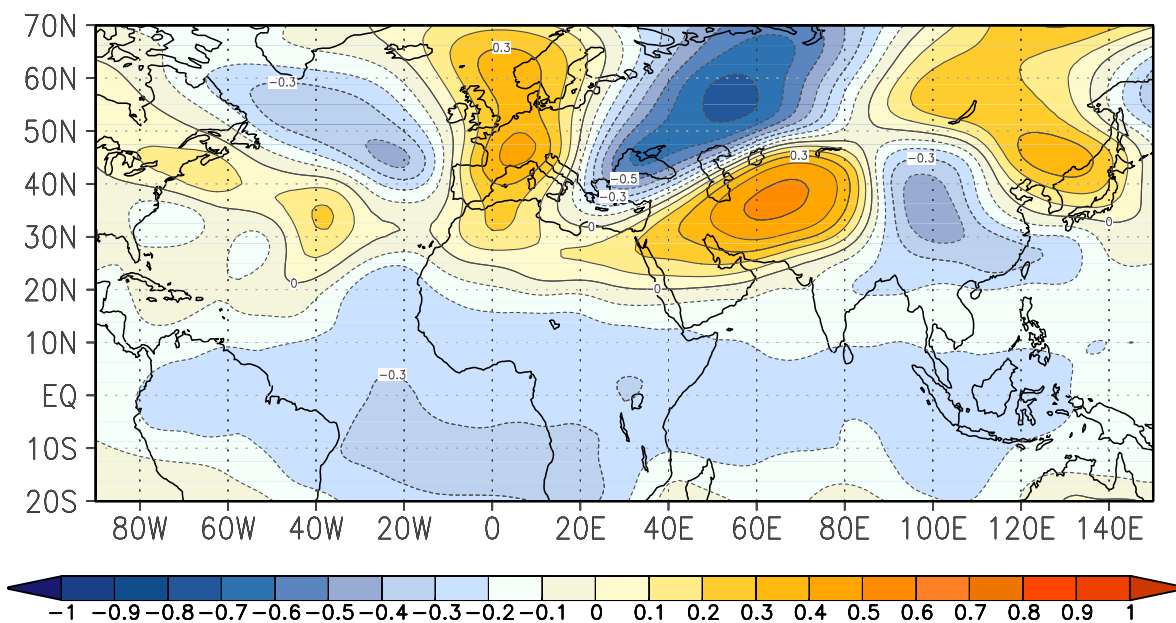


Abb. 6.63: Korrelationskarte zwischen dem EA-WR-Index und dem 250-hPa-Luftdruckfeld im Juni-September. Der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen.

Zentrum etwas schwächer auch auftritt, zeigt es ein positives Vorzeichen, analog zu dem dort negativen über der Tibethöhenantizyklonenregion (vgl. Abb.6.62d).

Das stark nach Süden verlagerte schwache positive Kopplungszentrum über Südfrankreich kann mit viel Phantasie als Parallele zum EA/WR-Positivzentrum über den Britischen Inseln/Dänemark betrachtet werden. Dieses Zentrum tritt sowohl in der AIRI- als auch in der Balkankorrelationskarte auf. In beiden Karten, wie auch in der hier diskutierten des EA/WR-Index, weist es dasselbe Vorzeichen wie das stärkere Fernkopplungsmuster über Pakistan auf und wirkt zumindest in der AIRI- und der EA/WR-Karte wie ein Bestandteil des subtropischen Korrelationsbandes zwischen Atlantik und Nordindien.

Genau wie in der repräsentativen Balkan-Korrelationskarte wird auch auf Abbildung 6.63 östlich des pakistanischen Positivzentrums ein schwach negatives Kopplungszentrum ersichtlich. Die restlichen Korrelationszentren bewegen sich mit ihren Koeffizienten größtenteils im statistisch nicht signifikanten Bereich. Es ist bemerkenswert, dass auf der EA/WR-Korrelationskarte ebenfalls, wenn auch nur sehr schwach, die sommerliche Korrelationsregion in subtropischer Breitenlage zwischen dem Atlantik und Pakistan nachgezeichnet wird. Auch auf dieser Karte werden die maximalen Korrelationsbeträge über Pakistan und im Einzugsgebiet des Indischen Sommermonsuns erzielt. Darüber hinaus erscheint auch auf dieser Sommer-/Herbstkarte das (hier negative) Zentrum über dem Kaspischen Meer, das ebenfalls in den *East Atlantic/West*

Russia-Korrelationskarten des Winterhalbjahres auftritt. So werfen diese Betrachtungen die Frage auf, inwiefern sich Zusammenhänge zwischen der Variabilität der außertropischen EA/WR und der subtropisch/tropischen Telekonnektion des indischen Sommermonsuns vermuten lassen. In Kapitel 7.3.2 im zweiten Teil der vorliegenden Arbeit wird dieser Aspekt nochmals aufgegriffen.

6.7.5 Zusammenfassende Diskussion der Kopplungsmechanismen

Die siebte Telekonnektions-PCA konnte dank der räumlichen Schwerpunktbildung im Ladungsmuster und mit Hilfe der gekoppelten Telekonnektions-PCA eingeordnet werden. TP-PC 7 erklärt noch 5% der mediterranen Fernkopplungseigenschaften, wovon ein Großteil auf die Niederschlagsvariabilität des Balkans im Sommer entfällt. In feuchten Sommern auf dem Balkan (Positivmodus) fördert ein zentralmediterraner Trog auf der Südseite einer skandinavischen Antizyklonalanomalie konvektive Niederschlagsaktivitäten und autochthone Zyklogeneseprozesse. In trockenen Sommern (Negativmodus) hingegen werden starke negative Niederschlagsanomalien im Zentralmittelmeerraum und auf dem Balkan beobachtet. Der dann verstärkte Hochdruckeinfluss über der Zentralmediterraneanregion hemmt niederschlagsgenerierende Prozesse. Gleichzeitig zeichnen sich auch Hochdruckanomalien über Zentralasien auf der Nordwestseite der Tibethöhenantizyklone ab, unter anderem ein Hinweis für positive Niederschlagsanomalien auf dem indischen Subkontinent. Eine potenzielle Fernkopplung kann auch durch die statistisch signifikante Beziehung zwischen Balkanniederschlag und Indienmonsun im Sommer untermauert werden, weshalb TP-PC 7 im Folgenden als ISM-Modus bezeichnet wird.

Darüber hinaus sprechen die beobachteten gegensätzlichen Niederschlagsanomalien auf dem Gebiet einiger Sommerniederschlagsregionen sowie signifikante Negativkorrelationen mit dem WAG-Index dafür, dass dieses Fernkopplungsmuster auch mit der Variabilität des Guineanieniederschlags verbunden ist. Vielversprechender erscheint allerdings der Link zur außertropischen Telekonnektion des *East Atlantic/West Russia*-Musters, das bereits der vierten Telekonnektionsmuster-Hauptkomponente zugeordnet wurde und das einen nicht unerheblichen Varianzanteil des mediterranen Winterniederschlags erklärt. Die Ergebnisse dieser Analysen lassen einen Zusammenhang zwischen der Variabilität des indischen Sommermonsuns und dem Auftreten dieses Musters im Herbst vermuten. Denkbar wäre eine Prozesskette, in der die räumliche Variabilität der sommerlichen Indienmonsunzirkulation das *East Atlantic/West Russia-Pattern* im Sommer bzw. zu Herbstbeginn auslöst. Ob ein so entstandenes Muster dann aber derart persistent ist, dass es bis in den Winter aufrecht erhalten bleibt und dann mit dem EA-WR/NATL-Modus in Verbindung stehen könnte, lässt sich aus diesen Analysen nicht ableiten. Solche Aussagen können nur auf der Einsicht in die intraannuelle Variation der interannuellen Telekonnek-

tionssignale basieren, wie das im zweiten Teil dieser Arbeit geschehen wird. Dennoch wird, auf Grund der bislang ermittelten Zusammenhänge zwischen dem ISM-Modus bzw. TP-PC 7 und dem *East Atlantic/West Russia-Pattern* eine Verbindung postuliert, so dass der ISM-Modus um den EA/WR-Zusatz in der Bezeichnung ergänzt wird und TP-PC 7 im Folgenden als ISM/EA-WR-Modus benannt wird.

Für die Einordnung in die Fachliteratur bietet sich an, bei bekannten Einflüssen des Indienmonsuns auf die mediterrane Niederschlagsvariabilität anzuknüpfen. Diese wurden annähernd erschöpfend bei der Diskussion um den ENSO/ISM-Modus beleuchtet (s. Kap. 6.2.6). Die Publikation, in der dezidiert Indiensommermonsun-abhängige Niederschlagsanomalien in Europa angesprochen werden, ist jene von Ding & Wang (2005) über das *Circum Global Teleconnection-Pattern*. Die deutlichste Abweichung zum hier gefundenen ISM/EA-WR-Modus stellt gar nicht einmal die fehlende Kopplung mit der El Niño-Southern Oscillation dar. Vielmehr ist sie in den einhergehenden Niederschlagsanomalien zu suchen, die sich im Rahmen der CGT-Variabilität im West- und nicht im Zentralmittellmeerraum veräußern, während der ISM/EA-WR-Modus unangefochten den Balkanniederschlag betrifft. Andere Aspekte können auch in Richtung einer Übereinstimmung zwischen TP-PC 7 und CGT gedeutet werden: Allen voran die optische Ähnlichkeit zwischen dem CGT und ISM/EA-WR-Modus, die sehr viel höher als die zwischen CGT und dem ENSO/ISM-Modus ist. Auch für die Tatsache, dass sich der ISM/EA-WR-Modus nicht im Zusammenspiel mit ENSO manifestiert, während für das CGT ein ENSO-Zusammenhang ermittelt wird, würde sich eine Erklärung finden lassen. Und zwar jene, dass die ENSO-abhängige räumliche Azorenhochvariabilität im Balkanniederschlag als Folge von Nicht-Linearitäten kein Signal hinterlässt. Allerdings differiert auch das SST-Muster (nicht dargestellt), das der ISM/EA-WR-Modus in den nordhemisphärischen und tropischen Meeresoberflächentemperaturen hinterlässt, von denen des *Circum Global Teleconnection-Patterns*. Letzgenanntes zeigt signifikante Korrelationen in der charakteristischen ENSO-Temperaturregion im tropischen Pazifik, während für den ISM/EA-WR-Modus dort keine Signaturen festzustellen sind. Ding & Wang (2005) halten ihr Muster außerdem für eine Entsprechung des zweitwichtigsten Variabilitätsmodus des nordhemisphärischen Luftdruckfelds, während es sich beim ISM/EA-WR-Modus eindeutig um eine der nachgeordneten Telekonnektionen handelt. Demzufolge wird diese Niederschlagstelekonnektion als ein vom ENSO/ISM-Modus unabhängiger Variabilitätsmodus betrachtet.

6.8 Erläuterung der verbleibenden TP-PCs

Für die sechste, achte, neunte und zehnte bis zwölfte Fernkopplungsmuster-Hauptkomponente kann keine geeignete repräsentative Korrelationskartenabfolge identifiziert werden. Weder der Korrelationskarten-Pool der stellvertretenden mediterranen Niederschlagsregionen noch der um die tropischen Fernkopplungsindizes erweiterte, der cTP-PCA hält geeignete, interpretierbare Resultate bereit. Einerseits werden beispielsweise Karten ausgewählt, auf denen die Beträge der minimalen und maximalen Korrelationskoeffizienten so gering sind, dass sie unter dem gewählten statistischen Signifikanzniveau bleiben. Abbildung 6.64b verdeutlicht das am Beispiel der repräsentativen Korrelationskarte für die zehnte Telekonnektionsmuster-PC. Oder aber, und das ist auf der oberen Teilabbildung 6.64a (re.) dargestellt, auf den stellvertretenden Karten ist das Signifikanzniveau kleinräumig überschritten, dennoch aber fehlen im Vergleich zum *Score*-Muster (Abb. 6.64a, li.) wesentliche Telekonnektionszentren bzw. sind die zentren-konstituierenden Korrelationskoeffizienten statistisch nicht signifikant. Demnach ist anzunehmen, dass diese sechs TP-Hauptkomponenten eine Vielzahl an unscharfen Korrelationskarten auf sich vereinigen und in den *Scores* alle möglichen, z.T. auch einzeln auftretende Kopplungszentren der repräsentierten Korrelationskarten herauspräparieren. Dass keine geeigneten repräsentativen Korrelationskarten identifiziert werden können, stützt diese Hypothese. Die physikalisch-dynamische Interpretation an Hand der *Scores* durchzuführen, ist wegen der in Kapitel 6.1 erläuterten Nachteile nicht empfehlenswert. Erschwerend kommt bei diesen TP-Hauptkomponenten hinzu, dass auf Grund der fehlenden repräsentativen Korrelationskarte nicht entschieden werden kann, welche der im *Score* abgebildeten Kopplungszentren in einem Telekonnektionsmuster zusammenhängen und welche davon separiert betrachtet werden müssen. Deshalb wurde entschieden, diese Hauptkomponenten nicht tiefergreifend zu analysieren. Dennoch sollen zum Zwecke der Vollständigkeit mit Hilfe der *Scores* kurz die wesentlichen auffälligen Indizien angesprochen werden, die einen Hinweis auf bekannte Telekonnektionen liefern könnten. Denn im zweiten Teil dieser Arbeit wird auf manche dieser Muster zurückgegriffen, da sie sich teilweise in übergreifende Sequenzen einordnen und somit weiterreichender interpretieren lassen.

6.8.1 TP-PC 6

Im Fernkopplungsmuster der sechsten TP-PC, dargestellt in Abbildung 6.64a (li.), treten über dem Mittelmeerraum zwei Kopplungszentren auf, ein positives über dem zentralen und ein negatives über dem Ostmittelmeerraum. Das letztgenannte ist nach Westen bis an die nordafrikani-

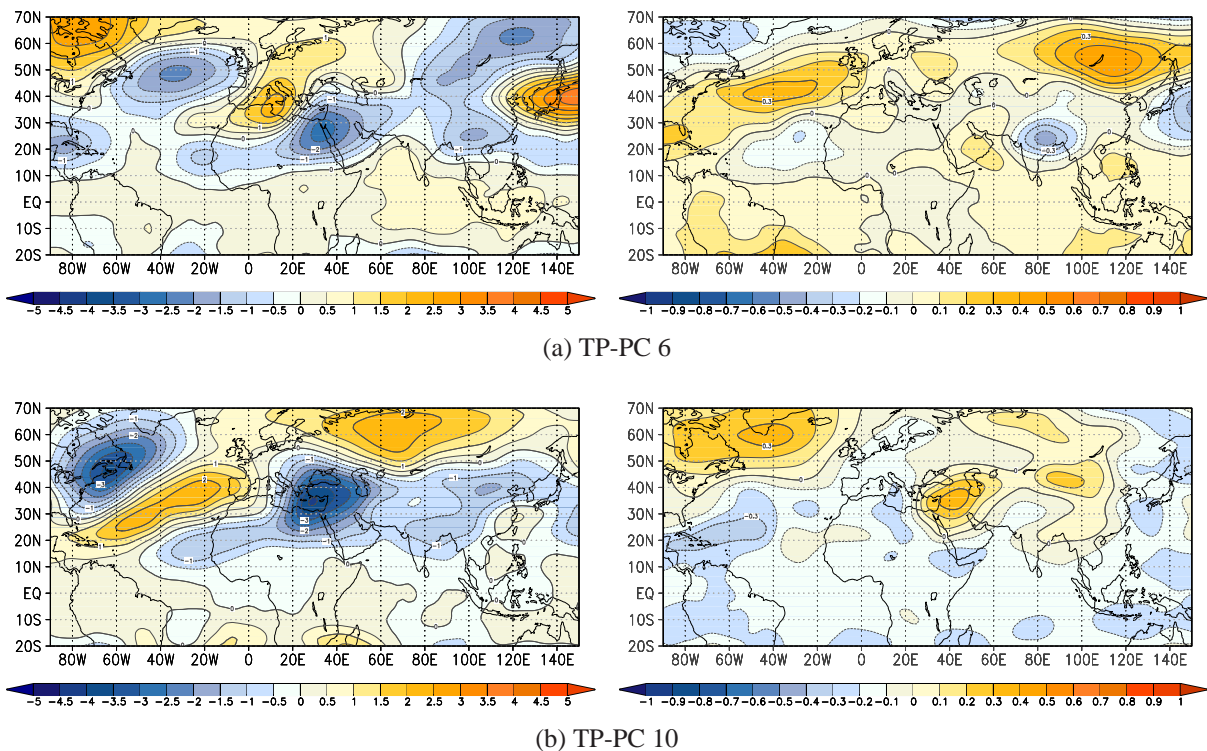


Abb. 6.64: 500 hPa-Scoremuster von TP-PC 6 (a, li.) und TP-PC 10 (b, li.) und 500-hPa-Korrelationskarte eines durch TP-PC 6 vertretenen AIRI-Fernkopplungsmusters (Februar-April) (a, re.) bzw. 500 hPa-Korrelationskarte des Nordsudans (Februar-Juni), repräsentativ für TP-PC 10 (b, re.). Der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen.

sche Küste erweitert. Über dem Nordatlantik findet sich ein negatives Telekonnektionszentrum, das mit einem weiteren negativen über der Südostküste der USA zusammenhängt. Über Neufundland liegt ein positives Kopplungszentrum. An der Ostgrenze des Untersuchungsausschnittes umschließt eine hufeneisenförmige negative Korrelationsregion ein dazwischenliegendes Positivzentrum über Japan. Diese Anordnung könnte einen Variabilitätsmodus in der Ostasienjetregion beschreiben und lässt an das *Pacific North American-Pattern* (Wallace & Gutzler 1981) denken. Es wurde aber keine PNA-Korrelationskarte gefunden, die eine derartige Zentrenkonfiguration zeigt. Vielmehr erinnert der atlantische Teilbereich des TP-PC 6-Scores an das von Hatzaki et al. (2007) definierte *Eastern Mediterranean Pattern* (EMP), mit einem negativen Telekonnektionszentrum über dem Nordatlantik und einem Positivzentrum über dem zentralöstlichen Mittelmeerraum. In dem von Hatzaki et al. (2007) analysierten Luftdruckfeldausschnitt, der kleiner als der hier gewählte ist, manifestiert sich das EMP als zweitgewichtigster Variabilitätsmodus (s-modale PC) des winterlichen 500 hPa-Luftdruckfelds und tritt schwächer auch im Frühjahr und Herbst auf. Eine deutliche Abweichung zum EMP stellt das Negativzentrum über

dem Ostmittelmeerraum dar, das im TP-PC 6 *Score* vorhanden ist. Die Ostmediterraneanregion ist auch in Hatzaki's Untersuchungsgebiet integriert, dort manifestiert sich aber kein weiteres mediterranes Kopplungszentrum. Dennoch könnten das negative Atlantik- und das positive Mittelmeerzentrum die Variabilität derselben Strömungskomponenten widerspiegeln, die auch die Zentren der EMP-Telekonnektion begründen: in der EMP-Positivphase bzw. in negativen TP-PC 6 Jahren zeigt das dann positive atlantische Telekonnektionszentrum ein nordostwärts aufgesteilt Azorenhoch und eine Meridionalisierung der Höhenströmung an. Das westmediterrane Kopplungszentrum mit dann negativem Vorzeichen steht für zyklonale Verhältnisse über dem mediterranen Südosten bei einer gleichzeitig verstärkten Nordströmung. Die Negativphase, analog zum hier dargestellten TP-PC 6-Modus, hingegen indiziert eine zonale Strömungskonfiguration über dem Atlantik bei antizyklonalen Verhältnissen über dem Ostmittelmeerraum.

Da das zugehörige Ladungsmuster, dargestellt in Abbildung 6.65, durchaus räumliche Schwerpunkte ausbildet, soll es kurz erläutert werden. Es zeigen sich Überschneidungen mit dem Ladungsmuster des ENSO/AIRI-Modus (Iberien, Nordsudan, Saudi-Arabien), des SCAND/WAGI-Modus (Israel), und des WASI-Modus mit umgekehrtem Vorzeichen (Nordniger, Nordtschad). Vor allem auf die langen Saisonabschnitte, wie z.B. den winterhalbjährlich gemittelten Niederschlag Israels und Saudi-Arabiens, entfallen hohe Ladungsbeträge. Die Übereinstimmungen mit Saisonabschnitten, auf die andere TP-PCs höhere Ladungen erzielen, zeigt die partielle Ähnlichkeit dieser Fernkopplung mit den bereits diskutierten Modi an. Zu den Fernkopplungsmustern der Südsommerniederschlagsregionen stellt sich eine spiegelbildliche Ähnlichkeit in den längeren Sommersaisonabschnitten ein, im Frühsommer und Herbst hingegen indizieren vereinzelt positive Ladungen eine moderate gleichgerichtete Ähnlichkeit mit TP-PC 6. An Hand der maximal positiven Ladungen im östlichen Mittelmeerraum (z.B. Israel, $r = 0.86$, August-März) lässt sich ein zeitlicher Auftrittsschwerpunkt im Spätherbst bzw. Frühwinter postulieren.

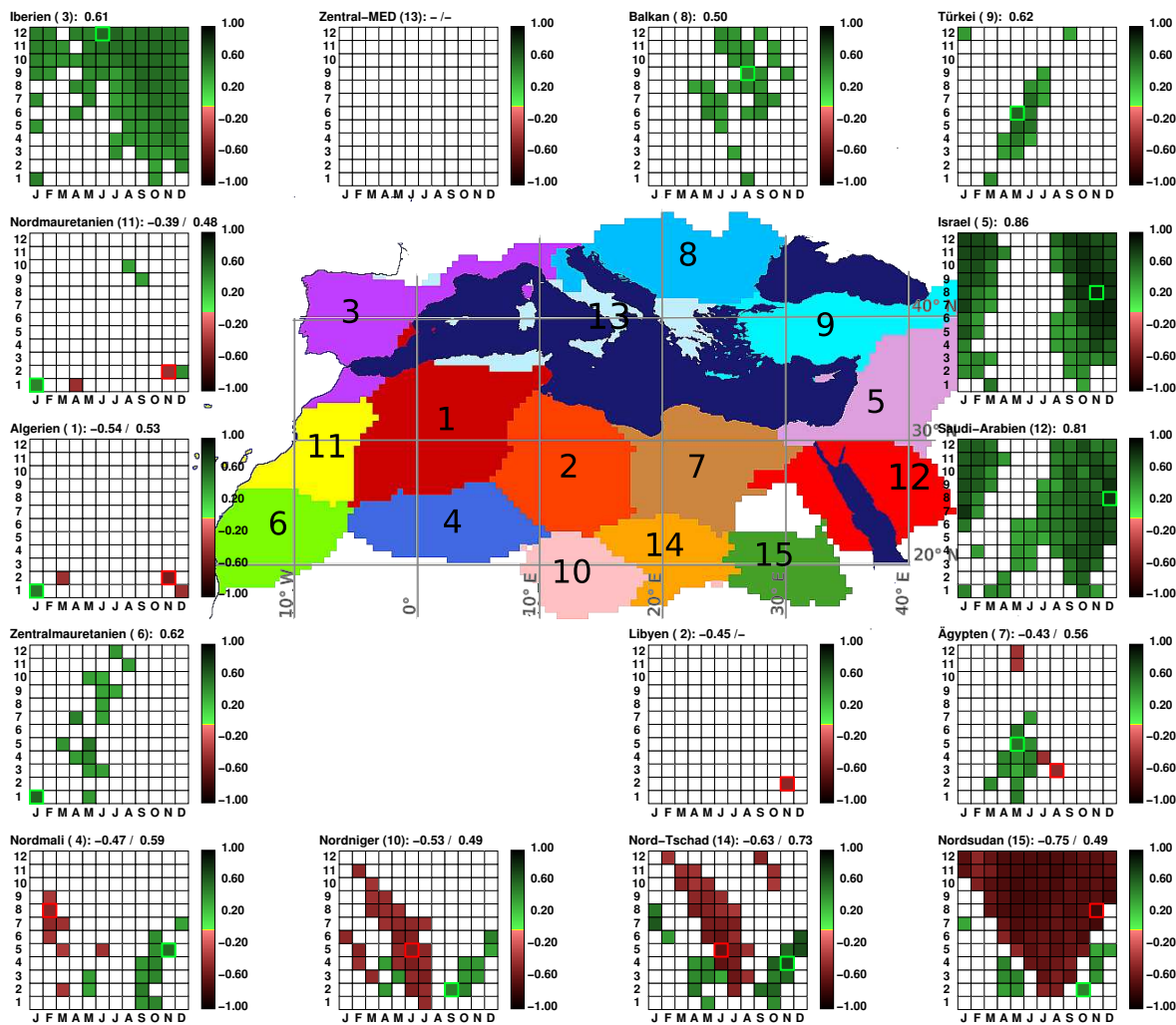


Abb. 6.65: Ladungen von TP-PC 6 auf die Saisonabschnitte der 15 mediterranen Niederschlagsregionen, dargestellt durch ein Saisonabschnittsdiagramm je Niederschlagsregion. Auf der y-Achse der Abschnittsdiagramme ist die Länge der Saisonabschnitte aufgetragen, die sich zwischen einem und zwölf Monaten bewegt. Auf der x-Achse befinden sich die Zentralmonate der insgesamt 144 Saisonabschnitte. Nur statistisch signifikante Ladungen ($\alpha = 0.001$) sind dargestellt. Die signifikanten Ladungen mehrmonatiger Saisonabschnitte sind zentriert eingetragen, z.B. für Februar-März auf der x-Achse an der Stelle des Februars (F) und z.B. für Februar-April auf der x-Achse an der Stelle von März (M). Die positiven Ladungen sind in Grüntönen, die negativen in Rottönen markiert. Die maximal positive Ladung ist durch ein grünes Quadrat, die maximal negative Ladung durch ein rotes Quadrat hervorgehoben. Gleichzeitig erscheinen die Zahlenwerte dieser beiden Ladungen in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme.

6.8.2 TP-PC 8

Das Muster der achten TP-PC (vgl. Abb. 6.66, li.) weist insgesamt drei dominante positive Kopplungszentren auf, die über dem südlich-zentralen Mittelmeerraum, Zentralsibirien und dem östlichen Nordatlantik liegen. Daneben werden ebenfalls drei negative Telekonnektionszentren ersichtlich, eines über Ostchina nördlich über die Mandschurei erweitert, eines über dem subtropischen Ost-Atlantik verbunden mit einem nur noch randlich sichtbaren über den Ost-USA und eines über Skandinavien. Im nordatlantischen Teilbereich ähnelt das TP-PC-Fernkopplungsmuster dem Nordatlantikausschnitt des *Pacific North American-Patterns* (PNA) (Wallace & Gutzler 1981) im Frühjahr. Die Korrelationskarte des PNA-Index ist der TP-PC 8-*Score*-Karte auf Abbildung 6.66 (re.) gegenübergestellt. Die Zentrenkonfiguration über dem Nordatlantik ist in beiden Karten relativ ähnlich. Mit einigem gutem Willen findet sich auch das mediterrane Positivzentrum, ein schwaches Negativzentrum ostwärts davon sowie die beiden Zentren (positiv und negativ) am rechten Kartenrand im Einflussbereich der Ostasien-Jetvariabilität auf der PNA-Korrelationskarte wieder. Das auf der *Scorekarte* über Zentralsibirien stark hervortretende Positivzentrum findet keine Entsprechung, vielmehr zeigt sich eine schwach negativ korrelierte Region an dieser Stelle.

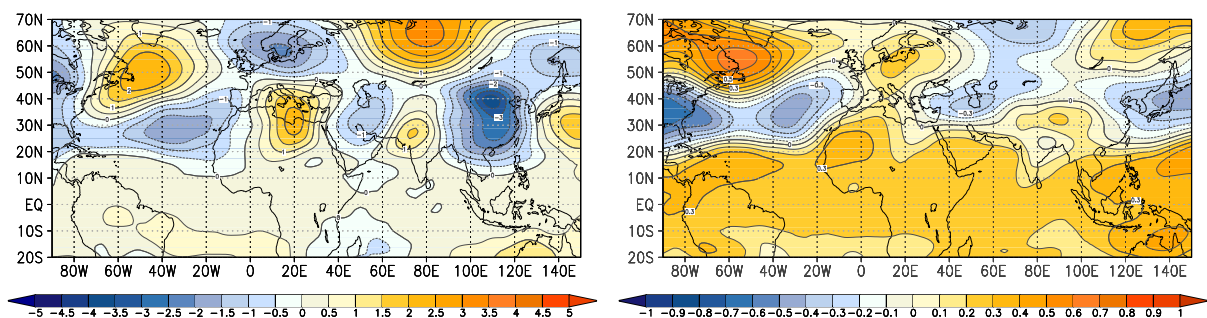


Abb. 6.66: 500 hPa-*Scoremuster* der achten Telekonnektions-Hauptkomponente (li.); die Isolinien markieren gleiche Werte von standardisierten Korrelationskoeffizienten; und 500 hPa-Korrelationskarte des PNA-Index im März-Maimittel. Der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1; in beiden Karten kennzeichnen gelbe und rote Farben positive, blaue Farben negative Kopplungen.

Im Kontext der PNA-Variabilität würden das Positiv- und das Negativzentrum über dem Nordatlantik eine meridionalisierte Höhenströmung während der positiven Phase dieses Telekonnektionsmodus anzeigen. Damit geht häufig die Intrusion polarer Kaltluft bis in den Südosten der Vereinigten Staaten einher. Die in Folge dessen gesteigerte Zyklonogeneseaktivität über der Region verursacht das gerade noch am Kartenrand erkennbare Negativzentrum über der US-Ostküste - eines der drei Aktionszentrum des Musters. Über dem Nordatlantik stellt sich ein

Reversal ein: das subtropische Negativzentrum markiert eine extrem südliche Zugbahn der atlantischen Frontalzyklonen. Das nordatlantische Positivzentrum steht für eine Region, in die die atlantische Hochdruckzelle häufig stark nach Norden ausgreift. Umgekehrt verhält es sich in der PNA-Negativphase: antizyklonale Verhältnisse dominieren den Südosten der USA und den subtropischen zentralen Atlantik im Bereich des dann positiven Telekonnektionszentrums. Ein Abschnitt der Polarfront etabliert sich über Neufundland, von wo aus die Frontalzyklonen das nordatlantische Becken auf nördlichen Zugrouten passieren - angezeigt durch das dann negative nordatlantische Kopplungszentrum. In der Fachliteratur wird das PNA-Muster teilweise mit der ENSO-Variabilität in Verbindung gebracht, teilweise aber konträr diskutiert: Hannachi (2001) beispielsweise betrachtet es als die außertropische Variabilitätsantwort auf La Niña-Events, Straus & Shukla (2002) hingegen negieren den Zusammenhang zumindest für ENSO-Warmereignisse.

Im einhergehenden Ladungsmuster erreichen die Korrelationsbeträge die Schwelle von $|r| = 0.7$ nicht mehr. Demnach sind alle, von TP-PC 8 repräsentierten regionalen Fernkopplungsmuster dem *Score* nur noch in weniger als 50% der Mustereigenschaften ähnlich. Da sich darüber hinaus keine Überschneidung zwischen den signifikanten Ladungen und den regionalen PNA-Korrelationen einstellt, wodurch sich der skizzierte Interpretationspfad nachvollziehen ließe, wird an dieser Stelle nicht weiter auf das Ladungsmuster eingegangen. Aus Gründen der Vollständigkeit ist es im Anhang aufgeführt (vgl. dort, Abb. A1).

6.8.3 TP-PC 9

Für die neunte Telekonnektionsmuster-Hauptkomponente wird eine Frühjahrs-Korrelationskarte (April-Mai) der Niederschlagsregion Zentral-MED als stellvertretend ausgewählt. Sie ist die einzige unter allen repräsentativen Korrelationskarten für diese Telekonnektionsmuster-PC, auf der Kopplungszentren mit ausreichend hohen Korrelationskoeffizienten hervortreten. Allerdings weicht die Zentrenkonfiguration stark von der der TP-PC-Scores ab, wie aus Abbildung 6.67 für das 500 hPa-Niveau hervorgeht.

Auch wenn sich über dem Mittelmeerraum noch eine gewisse Ähnlichkeit in der Zentren-Anordnung festmachen lässt, mit jeweils einem dominanten südwestmediterranen Negativzentrum und einem schwachen Positivzentrum östlich davon, so werden über dem Nordatlantik doch große Differenzen ersichtlich: auf der *Score*-Karte ist ein Positivzentrum über dem zentral- bis zentral-westlichen Atlantik zu sehen, das in der repräsentativen Korrelationskarte nicht auftritt. Umgekehrt liegt in der repräsentativen Korrelationskarte über Norwegen ein positives Kopplungszentrum, wo in der *Score*-Karte signifikante negative Korrelationskoeffizienten verzeichnet sind. In beiden Karten ist außerdem ein negatives Kopplungszentrum südöstlich

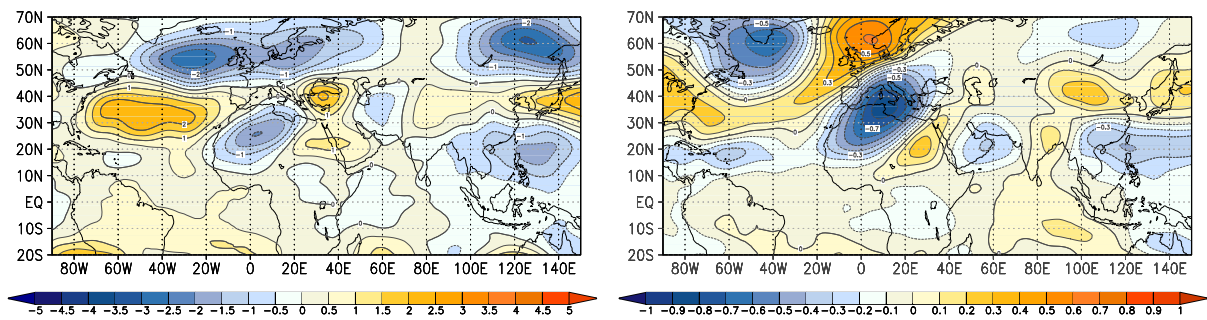


Abb. 6.67: 500 hPa-Scoremuster von TP-PC 9 (li.); die Isolinien markieren gleiche Werte von standardisierten Korrelationskoeffizienten; und 500 hPa-Korrelationskarte des Zentral-MED-Niederschlags für das April-Maimittel (re.). Der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1; in beiden Karten kennzeichnen gelbe und rote Farben positive, blaue Farben negative Kopplungen.

von Grönland ausgebildet, das in der Zentral-MED-Korrelationskarte aber schwächer ist und eine nordwestlichere Lage einnimmt. Weiterhin ist am rechten Kartenrand der *Score*-Karte ein Tripol an Telekonnectionszentren zu sehen, mit zwei negativen Kopplungszentren, die ein positives über Japan einschließen. Dieser kann schemenhaft auch in der repräsentativen Korrelationskarte ausgemacht werden, die zentrenkonstituierenden Korrelationskoeffizienten liegen allerdings komplett unterhalb des statistischen Signifikanzniveaus. Während die *Scores* von TP-PC 9 an eine NAO-artige Zentrenkonfiguration über dem Nordatlantik erinnern, lassen die Kopplungszentren der Zentral-MED-Karte mit dem negativen mediterran- und dem positiven Norwegenzentrum stärker an den Ostauschnitt des *Scandinavia Patterns* denken. Die Zentral-MED-Karte kann auf Grund der geschilderten Abweichungen nicht als stellvertretend für den *Score* der neunten Telekonnections-PC betrachtet werden. Die beiden anderen als repräsentativ ausgewählten Korrelationskarten (Ägypten, Januar-Novembermittel und Nord-Tschad, April-Julimittel) wiederum weisen keine ausreichend hohen Korrelationskoeffizienten auf, um nachzuprüfen, welche Rolle die nordatlantischen *Score*-Kopplungszentren im Rahmen der durch TP-PC 9 repräsentierten Niederschlagstelekonnection spielen. Da außerdem keine dominanten Kopplungszentren im Einzugsbereich der fokussierten tropischen Einflussgrößen sichtbar werden, wird die Relevanz dieser TP-Hauptkomponente im Hinblick auf die Fragestellung dieser Arbeit als gering eingeschätzt. Aus dem Ladungsmuster, aufgeführt im Anhang unter Abbildung A2, kann ein räumlicher Auftrittsschwerpunkt mit zwei der Südsommerniederschlagsregionen (Nordniger, Nordtschad) ausgemacht werden. Aus der Sichtung der einhergehenden Fernkopplungskarten ging die äußerst kleinräumige Ausdehnung an signifikanten Korrelationskoeffizienten hervor, die einer physikalischen Interpretation entgegensteht. Wenn sich dahinter auch ein schwacher Zusammenhang zwischen Mittelmeer- und Sahelgebiet vermuten lässt, so kann den-

noch von Vorneherein mangels fehlender westafrikanischer Kopplungszentren ein Einfluss der Sahelregion auf den Mittelmeerraum ausgeschlossen werden.

6.8.4 TP-PC 10, 11 und 12

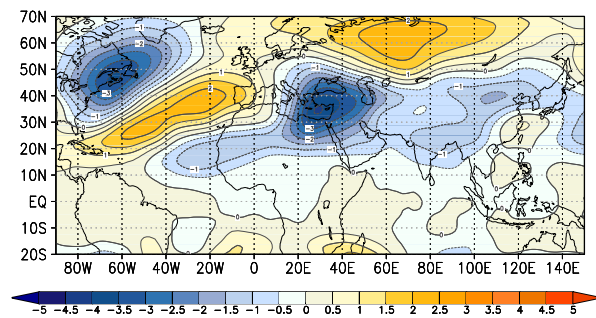
Die Telekonnektionsmuster der zehnten, elften und zwölften TP-Hauptkomponente sind in Abbildung 6.68 zusammengefasst. Das Fernkopplungsmuster der zehnten Telekonnektions-Hauptkomponente ähnelt im nordatlantischen Teilbereich dem von TP-PC 8. Auch der TP-PC 10 *Score* zeigt ein nordwestliches (negativ) und ein südöstliches (positiv) atlantisches Telekonnektionszentrum. Das letztgenannte ist nach Nordosten hin elongiert und reicht an ein zweites Positivzentrum mit Kern über dem Uralgebirge heran. Ein ähnliches Zentrum trat bereits beim SCAND/WAGI- und beim WASI-Modus auf, das dort aber weiter westlich über Fennoskandien lag. Denkbare wäre, dass sich in diesem Zentrum die Variabilität in der Auftrittsfrequenz des am Skandinavischen Gebirge gebildeten Höhentrog abzeichnet. Auffällig ist weiterhin das starke Negativzentrum über dem östlichen Mittelmeerraum - in Lage und Intensität fast deckungsgleich mit dem ostmediterranen Zentrum des *TP-PC 6 Scores*.

Die *Scores* von TP-PC 11 und TP-PC 12 bilden beide zwei negative schwache bis moderate Kopplungszentren über dem zentralen Mittelmeerraum und Nordostpakistan ab (vgl. Abb. 6.68b und c). Während das TP-PC 11-Muster von einer NAO-artigen Zentrenkonfiguration über dem Nordatlantik ergänzt wird, tritt im Muster der zwölften Telekonnektionsmuster-PC sogar recht deutlich ein Positivzentrum über dem Kaspischen Meer hervor. Beide TP-Hauptkomponenten könnten eine Wellenkonfiguration, induziert durch die räumliche Variation der Tibethöhenantizyklone, darstellen. Ohne eine aussagekräftige Information über die saisonalen Auftrittsschwerpunkte, wie sie aus den einhergehenden Ladungsmustern nicht hervorgehen, bleibt dieser Interpretationsansatz im Bereich des Spekulativen.

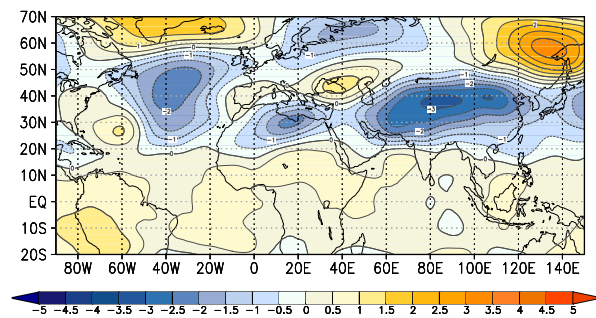
Im TP-PC 10 Ladungsmuster bildet sich kein räumlicher und/oder saisonaler Schwerpunkt von Fernkopplungskarten mehr aus, die den TP-PC-*Scores* in mehr als 25% der Kopplungseigenschaften ähnlich sind. Das Ladungsmuster von TP-PC 12 zeigt nur noch einige, regional und saisonal versprengte Ladungsbeträge in einer Höhe von $|r| = 0.4$. Beide sind deshalb nicht im Anhang abgebildet. Wohl aber die TP-PC 11 Ladungen (s. Anhang, Abb. A3), die im Saisonabschnittsdiagramm einer Niederschlagsregion (Nordmali) um die vergleichsweise hohe Frühjahrs-Ladung von $r = 0.77$ (April-Juli) akkumulieren. Allerdings verbleiben auch hier die Koeffizienten der einhergehenden Korrelationskarte im 500 hPa-Luftdruckfeld (nicht dargestellt) ausschließlich unterhalb des statistischen Signifikanzniveaus. Die Korrelationskarten der restlichen Druckniveaus liefern ebenfalls kein interpretierbares Resultat.

Das Ergebnis dieser Betrachtungen bestärkt die Vermutung, dass eine von insgesamt zwei Grup-

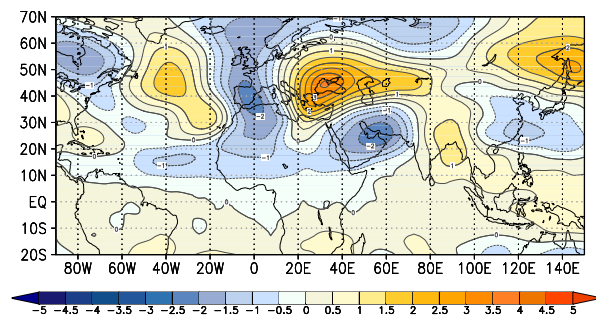
pen der nachgeordneten Telekonnektionsmuster-Hauptkomponenten (TP-PC 10, 11 und 12) zum größten Teil das Rauschen dieser Analyse wiedergibt, entstanden durch die Integration einer Vielzahl an unscharfen Korrelationskarten. Die TP-PCs der zweiten Gruppe, TP-PC 6, TP-PC 8 und TP-PC 9, vermischen einzelne, partiell übereinstimmende, regionale Fernkopplungsmuster in den TP-PC *Scores* sehr stark. Demzufolge ist eine zirkulationsdynamische Interpretation nicht mehr sinnhaft, denn das Vermischen von Musterbestandteilen zeigt bereits, dass keine übergreifenden und eigenständigen Telekonnektionsmodi aus dem Fernkopplungsmuster-Pool mehr extrahiert werden können.



(a) TP-PC 10



(b) PC-PC 11



(c) TP-PC 12

Abb. 6.68: 500 hPa-Scores von TP-PC 10 (a), TP-PC 11 (b) und TP-PC 12 (c). Die Isolinien markieren gleiche Werte von standardisierten Korrelationskoeffizienten; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen.

7 Luftdrucktelekonnections-Sequenzen im Zusammenhang mit der tropischen Zirkulation

7.1 Methodische Aspekte der SE-PCA und SE-CA

7.1.1 Motivation

Im zweiten Teil der vorliegenden Arbeit werden nicht mehr einzelne Telekonnectionsmuster, sondern ganze Sequenzen an Fernkopplungsmustern erörtert. Mit Hilfe der saisonal erweiterten Hauptkomponentenanalyse (SE-PCAs) bzw. Clusteranalyse (SE-CA), erläutert in den Kapiteln 5.3.3 und 5.4.2, wurden interannuelle Telekonnectionssignale nach saisonaler und räumlicher Variation zu Fernkopplungsmuster-Abfolgen gruppiert und somit zeitlich verkettet.

Denn zwei hauptsächliche Schwierigkeiten treten bei der systematischen Betrachtung von Zusammenhängen zwischen der mediterranen Niederschlagsvariabilität und der Variabilität der fokussierten tropischen Einflussgrößen auf. Die erste trat bei der Anwendung der Telekonnectionsmuster-PCA zu Tage. Die Analysekonfiguration der TP-PCA sieht eine Gruppierung über einzelsaisonale Muster vor. Der Ergebnisteil präsentiert zentrale Fernkopplungsmuster mit ihren saisonalen und regionalen Auftrittsschwerpunkten. Er sagt nichts über die intraannuellen Zusammenhänge zwischen diesen Fernkopplungsmustern aus. In Folge dessen können auch ähnliche Fernkopplungsmuster mit einem vergleichbaren interannuellen Anomaliesignal, die in unterschiedlichen Jahreszeiten auftreten, nicht direkt in Beziehung zueinander gesetzt werden. Dadurch wird die Ergebnisinterpretation erschwert, wie das beispielsweise für die sehr ähnlichen Niederschlagstelekonnectionen-PCs 4 (EA-WR/NATL-Modus) und 7 (ISM-Modus) eintrat.

Darüber hinaus ist das Potential einer Gruppierung über saisonale Muster spätestens dann erschöpft, wenn (persistente) interannuelle Anomaliesignale zu saisonal differierenden Telekonnectionsmustern führen mit in der Lage und Intensität stark variierenden Fernkopplungszentren. Da die zu Grunde liegenden interannuellen Prozesse im Klimasystem jahreszeitlich modifiziert werden, kann ein und dasselbe interannuelle Anomaliesignal in saisonal differierenden Fern-

kopplungsmustern zum Ausdruck kommen. Eine Mustergruppierung ist nicht in der Lage, derartige Zusammenhänge zu erfassen.

Eine zweite Schwierigkeit trat auf bei der Betrachtung der bivariaten, zeitversetzten Korrelationen beispielsweise zwischen mediterranem Niederschlag und den fokussierten Telekonnektions-Indizes. Die Ergebnisse der stärksten Zusammenhänge implizierten häufig negative *time-lags*, die das zeitliche Voranschreiten einer Niederschlagsanomalie vor der eigentlich ursächlichen Zirkulations- oder SST-Anomalie anzeigen. Zunächst erscheint ein solcher Zusammenhang wenig sinnhaft und bleibt daher häufig unberücksichtigt. Denn generell wird vom umgekehrten Fall, einer der Niederschlagsanomalie zeitlich voranschreitenden Zirkulations- oder SST-Anomalie, ausgegangen. Ein derartiger Zeitversatz lässt sich dann mit Hilfe von Prozessen der Signalübertragung bzw. der Länge der Transportwege oder der Trägheit der Transportmechanismen erklären. In der vorliegenden Arbeit kann der entgegengesetzte negative Zeitversatz schon alleine deshalb nicht völlig unbeachtet bleiben, weil häufig die maximalen saisonalen Kopplungsbeträge davon betroffen sind.

Als Antwort auf diese zwei Problemstellungen wurde eine Gruppierung vorgenommen, die die räumliche und zeitliche Variation der interannuellen Anomaliesignale berücksichtigt. So können erstens die diskutierten Kopplungsmuster aus dem ersten Teil hinsichtlich ihrer zu Grunde liegenden und sich möglicherweise überschneidenden Telekonnektionssignale noch stärker zusammengeführt werden. Zweitens kann die raumzeitliche Entwicklung und Wanderung von Telekonnektionszentren beobachtet bzw. die Persistenz der interannuellen Anomaliesignale überprüft werden. Infolgedessen können sämtliche beobachtete *time lags* auf mögliche physikalische Wirkungsursachen überprüft werden.

7.1.2 SE-PCA vs. SE-CA

Zwei verschiedene Methoden, die Hauptkomponentenanalyse und die SANDRA-Clusteranalyse wurden für diesen Gruppierungsversuch eingesetzt. Die zu Grunde liegenden mathematischen Algorithmen wurden in Kapitel 5.3.1 und 5.4.1 aufgeführt. Dort wurden ebenfalls die unterschiedlichen Analysekonfigurationen der saisonalen Erweiterung erläutert, die notwendig werden, um vergleichbare Ergebnisse zu erhalten. Dieser Vorgehensweise zufolge liegen am Ende Sequenzen für jeweils 25 verschiedene interannuelle Variabilitätsmodi vor. Die 25 SE-PCs erklären 81% an der Gesamtvarianz des Eingangsdatenfelds; damit nicht direkt vergleichbar ist das Maß der erklärten Varianz für die Clusteranalyse-Ergebnisse, die ECV (s. Kap. 5.4.1), die

für die saisonal erweiterte Variante der SE-CA bei 43.3% liegt.

Von größerer Wichtigkeit ist der Vergleich zwischen einzelnen SE-PC- und SE-CL-Sequenzen hinsichtlich ihrer Bedeutsamkeit für die Repräsentanz des Eingangsdatenfelds. Auch hier darf die Höhe der SE-PC-Varianzerklärungsanteile nicht gleichgesetzt werden mit den Clustergrößen - definiert als der Prozentanteil an Gitterpunkten, den die einzelnen Cluster auf sich vereinigen. Da die beiden Maße aber auch an den Umfang der repräsentierten Eingangsvariablen gebunden sind, sind sie zumindest indirekt vergleichbar: SE-PCs mit hohen Varianzerklärungsanteilen repräsentieren die interannuellen Anomaliesignale vieler Eingangsvariablen und/oder persistente Signale. Für die Größe von SE-Clustern gilt das auch: wird ein interannuelles Schwankungsmuster von vielen Gitterpunktzeitreihen widergespiegelt und/oder tritt es saisonal übergreifend auf, dann wird der entsprechende SE-Cluster viele Objekte beherbergen. Insofern lassen sich die SE-PCs und SE-CLs hinsichtlich ihrer Position in den jeweiligen Rangfolgen, die durch die Höhe der erklärten Varianzen bzw. der repräsentierten Gitterpunktanzahlen festgelegt sind, vergleichen.

Insgesamt unterscheiden sich weder die SE-PCs noch die SE-Cluster untereinander stark in der Wichtigkeit bzw. der Größe: ein Großteil der SE-PCs weist einen Varianzerklärungsanteil zwischen 3% und 1% auf, die Mehrheit der SE-Cluster repräsentiert zwischen 5% und 1% der Gitterpunktzeitreihen. Ein wesentlicher Unterschied äußert sich bezüglich der jeweils wichtigsten Sequenz-Modi: die beiden führenden SE-Hauptkomponenten erklären mit großem Abstand zu den nachgeordneten jeweils ca. 17% an der Gesamtvarianz. Bei den SE-Clustern sind es insgesamt drei, die mit 8% und zweimal ca. 7% die meisten Gitterpunkte vertreten. Der Abstand zum viertgrößten SE-Cluster ist größer als der unter den restlichen verbleibenden, aber weniger groß als der zwischen den führenden beiden SE-PCs zu den restlichen PC-Sequenzen. Das erklärt sich aus den unterschiedlichen Verfahren, das den beiden Methoden zu Grunde liegt und das sich auch in den Variabilitätsmustern der resultierenden Fernkopplungssequenzen zeigt, wie im Folgenden erläutert wird.

Die saisonal erweiterten PCs stellen orthogonal unabhängige Variabilitätsmodi dar. Das bedeutet, dass die interannuellen Schwankungsanteile, aus denen sich die Gesamtvarianz der Ergebniszeitreihen (hier: *Scores*) konstituiert, je einer und nur einer SE-PC zugeschrieben werden. Anders verhält es sich mit den saisonal erweiterten Cluster-Sequenzen, die nicht auf der Basis von linearer Abhängigkeit gebildet werden. Ein interannueller Schwankungstyp, wie ihn in etwa eine SE-PC verkörpert, kann im Rahmen der SE-Clusteranalyse in zwei oder mehr interannuelle Variabilitätsmodi aufgespalten werden. Dementsprechend können einer SE-PC mehrere Cluster-Sequenzen gegenüberstehen, deren interannuelles Variabilitätssignal sich stark gleicht. Zur Verdeutlichung wurden in Abbildung 7.1 die 1000 hPa- bzw. 250 hPa- Zeitreihe von SE-PC

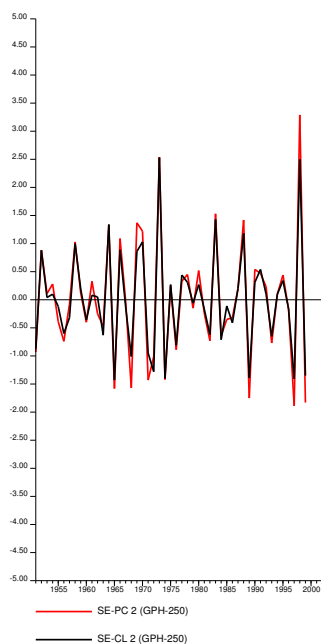
2 den entsprechenden Zeitreihen der SE-Cluster 2 und 10 gegenübergestellt. SE-CL 2 ist die der SE-PC 2 ähnlichste Clustersequenz ($r = 0.97$), SE-CL 10 die zweit ähnlichste ($r = 0.96$). Diese Zuordnung basiert auf dem maximalen Betrag des Korrelationskoeffizienten zwischen den Gesamt-Zeitreihen der Sequenzen (*Scores* bzw. Zentroide), die sich aus den jeweils 49-jährigen SE-PC- bzw. SE-CL-Zeitreihen aller zwölf Luftdruckniveaus zusammensetzen.

Die obere Teilabbildung (Abb. 7.1a,b) zeigt die gute Übereinstimmung zwischen der SE-PC-Zeitreihe und denen beider Cluster-Sequenzen. Die drei Zeitreihen repräsentieren die interannuelle Variabilität des 250 hPa-Luftdruckfelds. In diesem Geopotentialniveau sind die Zeitreihen beider SE-Cluster gleich hoch mit SE-PC 2 korreliert ($r_{SE-CL10} = 0.98$; $r_{SE-CL2} = 0.99$).

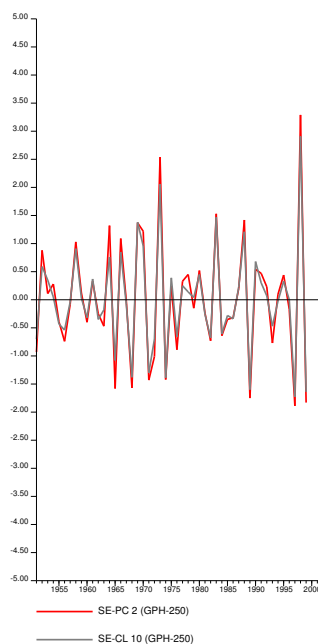
Der untere Ausschnitt von Abbildung 7.1 (c, d) zeigt die entsprechenden Zeitreihen für das 1000 hPa-Niveau. Insgesamt stimmen die SE-Clusterzeitreihen immer noch gut mit der SE-Hauptkomponentenzeitreihe überein. Gleichzeitig sind aber die Abweichungen zwischen der SE-PC 2- und SE-CL 2-Zeitreihe geringer ($r = 0.92$) als die zwischen der SE-PC 2- und SE-CL 10-Zeitreihe ($r = 0.81$). Im letztgenannten Fall fällt vor allem für die 1970er-Jahre auf, dass die Schwankungen beider Zeitreihen nicht in Phase sind bzw. teilweise sogar gegeneinander laufen (vgl. Abb. 7.1, d). Zwar sind beide Methoden in der Lage, Differenzen zwischen einzelnen Luftdruckniveaus zu erfassen, denn sowohl die SE-PC- als auch die SE-CL-Zeitreihen des 1000 hPa- und des 250-hPa-Niveaus differieren. Aber: die SE-PCA kann z.B. das durch die 250 hPa-Zeitreihe repräsentierte Anomaliesignal nur ein einziges Mal abbilden. Tritt das hochtroposphärische Anomaliesignal nicht nur in Verbindung mit einem einzigen niedertroposphärischen Anomaliesignal auf, wie es beispielsweise die 1000 hPa-Zeitreihen von SE-PC 2 oder SE-CL 2 vorzeichnen, sondern in Kombination mit einem weiteren (niedertroposphärischen) interannuellen Schwankungstyp, wie etwa durch SE-CL 10 dargestellt, dann vermag nur die SE-Clusteranalyse die Separation in zwei verschiedene Variabilitätsmodi zu leisten.

Diese luftdruckniveauspezifische Aufsplittung durch die Cluster-Analyse manifestiert sich in erster Linie bei den Schwankungstypen, die durch die führenden beiden PC-Sequenzen, SE-PC 1 und SE-PC 2, repräsentiert werden. Den beiden SE-Hauptkomponenten können vier bzw. sechs verschiedene Cluster-Sequenzen zugeordnet werden, mit denen sie einen gemeinsamen Schwankungszusammenhang (zwischen den Gesamt-Zeitreihen) von mehr als 50% aufweisen. Den nachgeordneten SE-PCs steht jeweils nur eine eindeutige Clusterlösung gegenüber.

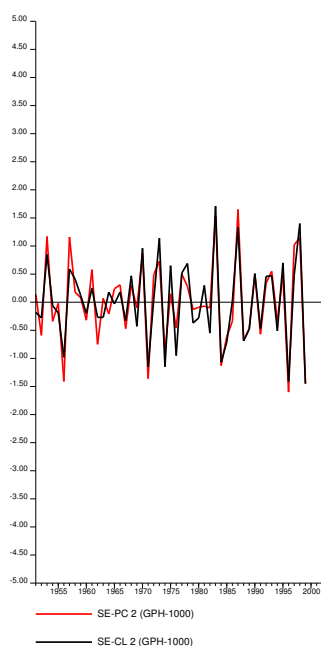
Insgesamt werden für sieben der 25 SE-PCs, also für annähernd 30%, Cluster-Sequenzen gefunden, deren Gesamtzeitreihen mit $r \geq 0.70$ korrelieren. Wie an Hand von Abbildung 7.1 bereits gezeigt wurde, ist die Übereinstimmung zwischen einzelnen SE-PCs und SE-CLs nicht in allen Luftdruckniveaus gleich gut. Daraus resultiert, dass die Korrelationskoeffizienten zwischen den SE-PC- und SE-CL-Gesamt-Zeitreihen weitaus niedriger ausfallen als die zwischen den Zeitrei-



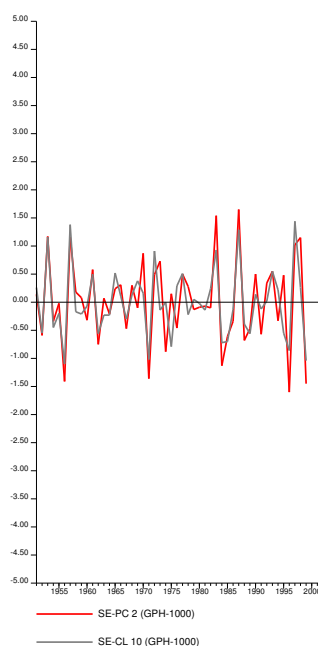
(a) 250 hPa



(b) 250 hPa



(c) 1000 hPa



(d) 1000 hPa

Abb. 7.1: Zeitreihe von SE-PC 2 (rot) im 250 hPa-Niveau (a, b) und 1000 hPa-Niveau (c, d) sowie Zeitreihen von SE-CL 2 (schwarz; a, c), und SE-CL 10 (grau; b, d) im 250 hPa- und 1000 hPa-Niveau.

hen von nur einzelnen Luftdruckniveaus. Betrachtet man die maximalen Korrelationsbeträge, die sich zwischen den einzelnen Ausschnitten sich entsprechender SE-PC bzw. SE-CL-Niveaus (bzw. den dazugehörigen Zeitreihen) einstellen, dann werden für über 50% der SE-PCs (~ 13 SE-PCs) Clusterzeitreihen gefunden, mit denen der gemeinsame Schwankungsanteil wiederum über 50% liegt (vgl. Tabelle 7.1). Darüber hinaus manifestieren sich nicht nur für die führenden SE-PCs hohe Ähnlichkeiten zu den Clusterlösungen, sondern auch für die nachgeordneten Hauptkomponenten mit geringeren Varianzerklärungsanteilen, wie Tabelle 7.1 das zu erkennen gibt.

Diese Überschneidungen zwischen den zeitlichen Ergebnisteilen der beiden unterschiedlichen

Tab. 7.1: Gruppierung der SE-PCs nach den maximalen Korrelationskoeffizienten (Kopfzeile), die zwischen den Zeitreihen zweier vergleichbarer Luftdruckniveaus der aufgeführten SE-PCs und einem der 25 SE-Cluster auftreten.

$ r > 0.9$	$r > 0.8$	$r > 0.7$	$r > 0.6$	$r > 0.5$	$r > 0.4$
SE-PC 1	SE-PC 3	SE-PC 5	SE-PC 10	SE-PC 9	SE-PC 17
SE-PC 2	SE-PC 4	SE-PC 12	SE-PC 11	SE-PC 13	SE-PC 23
	SE-PC 6	SE-PC 14	SE-PC 16	SE-PC 21	SE-PC 24
	SE-PC 7	SE-PC 19	SE-PC 18	SE-PC 25	
	SE-PC 8	SE-PC 20	SE-PC 22		
	SE-PC 15				

Methoden sind angesichts der hohen zu komprimierenden Variablenanzahlen von über 43 000 und der zusätzlichen Integration eines ein- bis zwölfmonatigen Zeitversatzes in die saisonal erweiterte Sequenz-PCA recht hoch. Die Integration eines saisonalen Zeitversatzes in die Raumdimension einer s-modalen und damit saisonal erweiterten PCA führt demnach nicht nur zu mathematischen Artefakten, sondern vermag eine Gruppierung nach der regionalen und saisonalen Variation interannueller Anomaliesignale zu gewährleisten. Wichtiger noch erscheint die Tatsache, dass sich auch mit unterschiedlichen Methoden ganze Sequenzen an Fernkopplungsmuster-Abfolgen darstellen lassen, die auf ein übergreifendes interannuelles Anomaliesignal zurückgeführt werden können.

Auf einen Vergleich der Fernkopplungsmuster-Abfolgen bzw. der enthaltenen Fernkopplungsmuster selbst wird an dieser Stelle verzichtet. Zum einen ist die Zuordnung über Musterähnlichkeiten weniger aussagekräftig als die Zuordnung über die zeitliche Variabilität. Insofern ist bedeutsamer, wie sich die zeitlichen Ergebnisteile zueinander verhalten. Zum anderen werden die Sequenz-PCs und Sequenz-CAs anschließend in den inhaltlichen Hauptkapiteln vergleichend gegenübergestellt, wo sie unter zirkulationsdynamischen Aspekten diskutiert werden. Um redundante Berichterstattung zu vermeiden, werden die Fernkopplungsmuster-Sequenzen

bezüglich ihrerusterspezifischen Gemeinsamkeiten und Unterschiede an ausgewählten Beispielen nur einmal und dann im Zusammenhang mit inhaltlichen Gesichtspunkten diskutiert.

Im Vorfeld wurden weiterhin die Zusammenhänge zwischen den 25 PC- bzw. CL-Sequenzen und dem mediterranen Niederschlag systematisch überprüft. Denn zunächst musste ein Überblick darüber gewonnen werden, ob der statistische Bezug dieser komplexen Variabilitätsmodi zum Mittelmeer-Niederschlag stark genug ist, so dass sich die weiterreichende Analyse lohnt. Es wurden die Anzahlen an statistisch signifikanten und an hohen ($|r| \geq 0.60$) Korrelationen ermittelt, die sich zwischen den 144 Saisonabschnitten der insgesamt 15 mediterranen Niederschlagsregionen und den jeweils zwölf Luftdruckzeitreihen der 25 Sequenz-PCs und -Cluster einstellen. Sie sind in Tabelle 7.2 (zweite und dritte Spalte) dargestellt und zeigen, dass mit den SE-Clustern eine größere Anzahl an signifikanten und höheren Korrelationsbeträgen erzielt wird als mit den Sequenz-PCs.

Daneben wurde die mittlere Höhe (Mittelwert) der signifikanten und der hohen ($|r| \geq 0.60$) Korrelationsbeträge berechnet. Wie aus der vierten und fünften Spalte in Tabelle 7.2 abgelesen werden kann, lassen sich die SE-Cluster hinsichtlich der Güte des Zusammenhangs nicht als klarer Favorit ausmachen. Da die SE-CLs stärker differenzierte Schwankungstypen darstellen als die SE-PCs, wurde erwartet, dass die statistischen Beziehungen zum Niederschlag für diese Variabilitätsmodi weitaus höher ausfallen als für die Sequenz-PCs. Denn, wie der erste Teil dieser Arbeit gezeigt hat, es spielen Nicht-Linearitäten in der Niederschlagsverteilung zwischen dem positiven und negativen Modus von Fernkopplungsmustern eine nicht zu vernachlässigende Rolle. Da sich nun aber keine der Methoden in den vorläufigen Betrachtungen als die eindeutig bessere erweist und da die Ergebnisse sowohl der SE-PCA als auch der SE-CA zu bemerkenswerten Kopplungen mit dem Mittelmeerniederschlag führen, werden in den inhaltlichen Folgekapiteln ausgewählte Ergebnisse beider Methoden diskutiert.

Tab. 7.2: Anzahl der signifikanten (zweite Spalte) und hohen Korrelationsbeträge (dritte Spalte), sowie durchschnittliche Höhe der signifikanten (vierte Spalte) und hohen Korrelationsbeträge (fünfte Spalte) für alle SE-PCs und SE-CLs auf alle Saisonabschnitte aller 15 Niederschlagsregionen.

	$r(\alpha = 0.05)$	$ r \geq 0.6$	r_{mean}	r_{high}
SE-PCs	25080	1836	0.47	0.66
SE-CLs	22635	647	0.46	0.63

Zuvor lässt sich aus einer regionalen Spezifizierung der Korrelationskoeffizienten zwischen mediterranem Niederschlag und den Sequenzen-Modi in Tabelle 7.3 ablesen, wo im Mittel-

meerraum die deutlichsten Zusammenhänge erwartet werden können. Die zweite und vierte Tabellenspalte führen auf, wie häufig eine Niederschlagsregion (Spalte 1) diejenige unter allen Regionen ist, die am höchsten bzw. niedrigsten unter allen Regionen mit einer der SE-PCs korreliert. Die sechste und achte Spalte zeigen dasselbe für die SE-Cluster. In Spalte zehn sind die beiden Werte zur Gesamtanzahl aufsummiert, während in der elften Spalte der mittlere Korrelationskoeffizient aus allen maximalen Koeffizienten (der Spalten 2, 4, 6 und 8) für jede Region gelistet ist.

Tab. 7.3: Regionale mediterrane Kopplungsschwerpunkte mit den Sequenz-PCs und -Clustern: für jede Niederschlagsregion (erste Spalte) ist dargestellt, wie häufig diese Region jene ist, die den maximal positiven (zweite und sechste Spalte) bzw. negativen (vierte und achte Spalte) Korrelationskoeffizienten mit einer der SE-PCs bzw. SE-CLs (bzw. einer der zwölf Geopotentialzeitreihen dieser Sequenzen) erzielte; in Spalte 10 ist die aufsummierte Gesamtanzahl aufgeführt. Die dritte und siebte Spalte zeigen wiederum jeweils die Höhe des maximalen Koeffizienten (auf- bzw. abgerundet) und die fünfte und neunte Spalte die Höhe des minimalen unter diesen Koeffizienten an. Die letzte Spalte zeigt die mittlere Höhe des Betrags dieser Koeffizienten.

	SE-PC				SE-CL				ges.	$ r _{mean}$
	n	r_{max}	n	r_{min}	n	r_{max}	n	r_{min}		
Algerien	-	-	3	-0.5	-	-	2	-0.5	5	0.5
Libyen	1	0.6	-	-	2	0.6	2	-0.5	5	0.6
Iberien	2	0.7	2	-0.5	2	0.7	-	-	6	0.6
Nordmali	2	0.5	1	-0.5	3	0.6	1	-0.4	7	0.5
Israel	5	0.7	2	-0.5	1	0.6	1	-0.6	9	0.6
Z.-Mauretanien	2	0.7	1	-0.6	-	-	1	-0.5	4	0.6
Ägypten	-	-	3	-0.6	1	0.5	3	-0.7	7	0.6
Balkan	3	0.6	1	-0.5	3	0.7	1	-0.5	8	0.6
Türkei	3	0.7	-	-	1	0.6	2	-0.6	6	0.6
Nordniger	1	0.7	2	-0.6	-	-	1	-0.5	4	0.6
N.-Mauretanien	1	0.7	2	-0.7	5	0.7	5	-0.7	13	0.7
Saudi-Arabien.	1	0.6	1	-0.6	3	0.5	-	-	5	0.6
Zentral-MED	2	0.6	2	-0.5	2	0.8	3	-0.5	9	0.6
Nortschad	1	0.7	1	-0.6	-	-	2	-0.5	4	0.6
Nordsudan	1	0.5	4	-0.6	2	0.5	1	-0.6	8	0.6

An den Gesamtanzahlen der vorletzten Tabellenspalte lässt sich ausmachen, dass die betragsmäßig höchsten Kopplungen am häufigsten mit den Niederschlagsregionen Nordmauretanien, Zentral-MED, Israel, der Balkanregion und dem Nordsudan eintreten. Überraschend häufig sind Niederschlagsregionen im südlichen Untersuchungsgebiet ausgewählt, wie z.B. der Nordsudan oder Nordmali. Und auch Israel fällt eine bedeutsamere Rolle zu, als das im Rahmen der Telekonnektions-Hauptkomponentenanalyse der Fall war. Die Variabilitätsmodi, die

aus beiden Sequenz-Analysen hervorgehen, lassen sich insgesamt scheinbar ausgewogen mit der Niederschlagsvariabilität aller Regionen in Verbindung bringen. Die Fernkopplungsmuster aus der Telekonnectionsmuster-PCA hingegen neigten dazu, einige wenige Regionen bzw. die am stärksten gekoppelten auszuzeichnen. Hinsichtlich der unterschiedlichen Analyse-Varianten stimmen die Anzahlen der Maximal- bzw. Minimalkopplungen häufig in etwa überein, wie beispielsweise für die Niederschlagsregionen Balkan und Zentral-MED. Oft auch weichen sie aber voneinander ab, wie etwa bei Iberien oder Nordmauretanien.

Nordmauretanien erweist sich nicht nur als die am häufigsten bestgekoppelte Region, sondern ebenfalls als die Region, die den maximalen durchschnittlichen Korrelationsbetrag erzielt ($|r| = 0.70$, vgl. Tab. 7.3, Spalte 11). Auch die Korrelationsbeträge des Balkan- und des Iberienniederschlags fallen hoch aus. Insgesamt liegen die geringsten signifikanten Koeffizientenbeträge bei $|r| = 0.40$, die Maximalbeträge reichen bis zu $|r| = 0.75$ (vgl. Tab. 7.3 Nordmauretanien). Bezüglich der Korrelationshöhe tritt auch regional spezifiziert keine der beiden Methoden als die klar zu favorisierende auf. Es ist allerdings ein Sequenz-Cluster, mit dem sich der maximale Korrelationsbetrag überhaupt einstellt. Die am stärksten gekoppelten Regionen erreichen zumeist mit den Sequenzen beider Methoden hohe Kopplungsbeträge, wie das beispielsweise für Nordmauretanien oder Iberien zutrifft. Obwohl die Sequenz-Zeitreihen ganze Sequenz-Abfolgen im Jahresverlauf abbilden, fallen die Zusammenhänge zum mediterranen Niederschlag dennoch relativ hoch aus und sind erstaunlich wenig durch Rauschen gestört. Auch im regional differenzierten Blickwinkel werden mit beiden Methoden, unabhängig voneinander, vergleichbare Resultate erzielt.

In den nachfolgenden inhaltlichen Hauptkapiteln werden nicht alle dieser insgesamt 50 Sequenzen erörtert. Ausführlich werden jedoch diejenigen behandelt, die sowohl zu einer der fokussierten tropischen Einflussgrößen (ENSO, ISM, Westafrika-Monsun) als auch zu einem der Niederschlags-Telekonnectionsmuster aus dem ersten Teil der Arbeit einen Zusammenhang zeigen. Auch solche Sequenzen werden (etwas knapper) ausgeführt, in die Niederschlags-Telekonnectionen eingeordnet werden können, für die kein Bezug zu einem der tropischen Variabilitätsmodi ausgemacht wurde. Häufig nämlich manifestierten sich in den sequentiellen Betrachtungen nachträglich Hinweise auf potenzielle Zusammenhänge zur tropischen Zirkulationsdynamik. Ob eine Sequenz weiterreichend analysiert wird, hängt also stark davon ab, ob ein nachweislicher Bezug zu einer der Niederschlags-Telekonnectionen aus dem ersten Teil der Arbeit hergestellt werden kann. Da die TP-Hauptkomponenten aber keine mit den Sequenzen vergleichbaren Zeitreihen besitzen, muss die Zuordnung über die Korrelation der Fernkopplungsmuster erfolgen. Weil aber solche Musterzuordnungen größere Unsicherheiten mit sich

bringen als die Zuordnung über die zeitliche Kovariabilität¹, werden insgesamt vier Vergleichsmerkmale bemüht. Das ist

- der Korrelationskoeffizient zwischen den repräsentativen TP-PC-Korrelationskarten und den Mustern der SE-PC- bzw. SE-CL-Sequenzausschnitte über alle Luftdruckniveaus hinweg,
- der Korrelationskoeffizient zwischen den TP-PC-Scores und den Mustern der SE-PC- bzw. SE-CL-Sequenzausschnitte über alle Luftdruckniveaus hinweg,
- der Korrelationskoeffizient zwischen den TP-PC Korrelationskarten und den Mustern der SE-PC- bzw. SE-CL- Sequenzausschnitte separat für die einzelnen Luftdruckniveaus,
- der Korrelationskoeffizient zwischen den TP-PC-Scores und den Mustern der SE-PC bzw. SE-CL Sequenzausschnitte separat für die einzelnen Luftdruckniveaus.

Die SE-PC/TP-PC- bzw. SE-CL/TP-PC-Kombination, die im Rahmen dieser vier Varianten am häufigsten (durch den betragsmäßig maximalen Korrelationskoeffizienten) ausgewählt wird, wird als einander zugeordnet betrachtet. Mindestens zwei Varianten jedoch müssen ein- und dieselbe Kombination auswählen, ansonsten gilt ein Niederschlags-Telekonnectionsmuster als nicht zuordnungsfähig. Die Zuordnungen werden in eigenen Unterkapiteln der nachfolgenden vier Hauptkapitel besprochen.

Die vier Hauptkapitel resultieren aus insgesamt vier Themenkomplexen, die durch die Zuordnungen der Niederschlags-Telekonnectionen zu den Sequenz-Modi aufgespannt werden. Das sind erstens Sequenzabfolgen mit Bezug zur *El Niño-Southern Oscillation* und zum Indienmonsun, zweitens Abfolgen ausschließlich mit Bezug zum Indienmonsun, drittens Sequenz-Modi, die einen Zusammenhang zum Westafrika-Monsoon erkennen lassen und viertens die Abfolgen, in denen sich Niederschlags-Telekonnectionen aus dem ersten Teil der Arbeit wiederfinden, ohne dass ein Bezug zu den fokussierten tropischen Einflussgrößen hergestellt werden kann. Das Herzstück dieser vier Kapitel besteht zumeist in der Diskussion der Sequen-

¹Der Korrelationskoeffizient kann nur auf Basis der Lagerrelation zuordnen und nicht die Intensitäten der Kopplungszentren berücksichtigen. Das bewirkt, dass unter Umständen umrissgleiche Zentren, selbst wenn die Korrelationsintensitäten in keinsten Weise vergleichbar sind, einander zugeordnet werden. Weiterhin können auch Telekonnectionszentren einander zugeordnet werden, die sich nur in Teilbereichen überschneiden. Da Fernkopplungszentren unterschiedlicher Telekonnectionen häufig in denselben Teilräumen auftreten, können daraus schnell falsche Zuordnungen entstehen. Die Korrelation von Zeitreihenschwankungen hingegen lässt weniger Spielraum: zeitlich gleichgerichtete und entgegengesetzte Ausschläge führen zur signifikanten positiven bzw. negativen Korrelation; zueinander phasenverschobene Zeitreihenschwankungen bringen keine signifikante Kopplung hervor.

zen, die auch eines der Niederschlags-Telekonnektionsmuster beherbergen. Ergänzend werden aber auch ausgewählte Aspekte von Sequenzen mit behandelt, die dem übergreifenden Themenkomplex zugeordnet werden können, ohne dass sie in die Nähe einer Niederschlags-Telekonnektionen gerückt werden können. Damit der Lesefluss der Arbeit gewahrt bleibt, werden die Fernkopplungsmuster-Abfolgen dieser Sequenzen im Anhang zusammengefasst.

7.2 ENSO-/Indienmonsun-Komplex

7.2.1 Sequenzen mit Bezug zur ENSO-/Indienmonsun-Variabilität

Insgesamt spannen 4 Sequenz-PCs und 11 Sequenz-Cluster das Themenfeld des gemeinsamen ENSO/Indienmonsun-Einflusses auf. Zwischen diesen insgesamt 15 Sequenz-Modi und insbesondere der Variabilität der *El Niño-Southern Oscillation* wird eine beachtenswerte statistische Übereinstimmung festgestellt.

Abbildung 7.2 liefert eine Zusammenschau dieser PC- und CL-Sequenzen. Abgebildet sind nur jene Abfolgen, deren Zeitreihen einen gemeinsamen Schwankungsanteil mit der NINO3.4-Index-Zeitreihe von über 50% aufweisen. Die gelben Pfeile bzw. Verbindungslinien verweisen auf die Zusammenhänge zwischen den Sequenzen und dem herangezogenen ENSO-Index, die grauen Pfeile und Verbindungslinien zeigen die Beziehungen zwischen den Sequenz-PCs und den elf Sequenz-Clustern auf. Die gelb unterlegten Ziffern heben den maximal ermittelten Zusammenhang zum NINO3.4-Index hervor, und die grauen Ziffern sind die Korrelationskoeffizienten zwischen den SE-PC- und SE-CL-Zeitreihen. Zur Ermittlung der maximalen Kopplung zwischen den Sequenzen und der ENSO-Variabilität wurden die zwölf Luftdruckzeitreihen einer Sequenz mit den 144 Saisonabschnitten des NINO3.4-Index korreliert. Anschließend wurde der betragsmäßig höchste Koeffizient bestimmt. Die Ermittlung der besten Übereinstimmung zwischen den vier Sequenz-PCs und den Sequenz-Clustern basiert auf der Korrelation der Gesamtzeitreihen der Sequenzen, die sich jeweils aus den Zeitreihen-Abschnitten der zwölf Luftdruckniveaus zusammensetzen.

Es lässt sich erkennen, dass den führenden zwei SE-Hauptkomponenten SE-PC 1 und SE-PC 2 vier bzw. sechs SE-Cluster zugeordnet werden können, mit denen sich jeweils eine deutliche Übereinstimmung im interannuellen Schwankungsverhalten über alle Luftdruckniveaus hinweg zeigt. SE-PC 1 weist mit insgesamt drei und SE-PC 2 mit insgesamt zwei SE-Clustern sogar eine zeitliche Kovarianz von über 80% auf. Für SE-PC 3 und SE-PC 7 finden sich keine derart ähnlichen SE-Cluster. Für SE-PC 7 lässt sich eine Affinität zur SE-CL 8-Zeitreihe ausmachen. Diese wurde allerdings mit hoher Entsprechung bereits der führenden Sequenz-PC 1 zugeordnet. SE-PC 3 zeigt eine moderate bzw. schwache Ähnlichkeit zum Sequenz-Cluster 15 bzw. Sequenz-Cluster 7, die beide mit besserer Übereinstimmung SE-PC 2 beigeordnet sind. Darüber hinaus existiert ein weiterer Sequenz-Cluster, SE-CL 14, der ausschließlich mit der dritten Sequenz-PC vergleichbar ist.

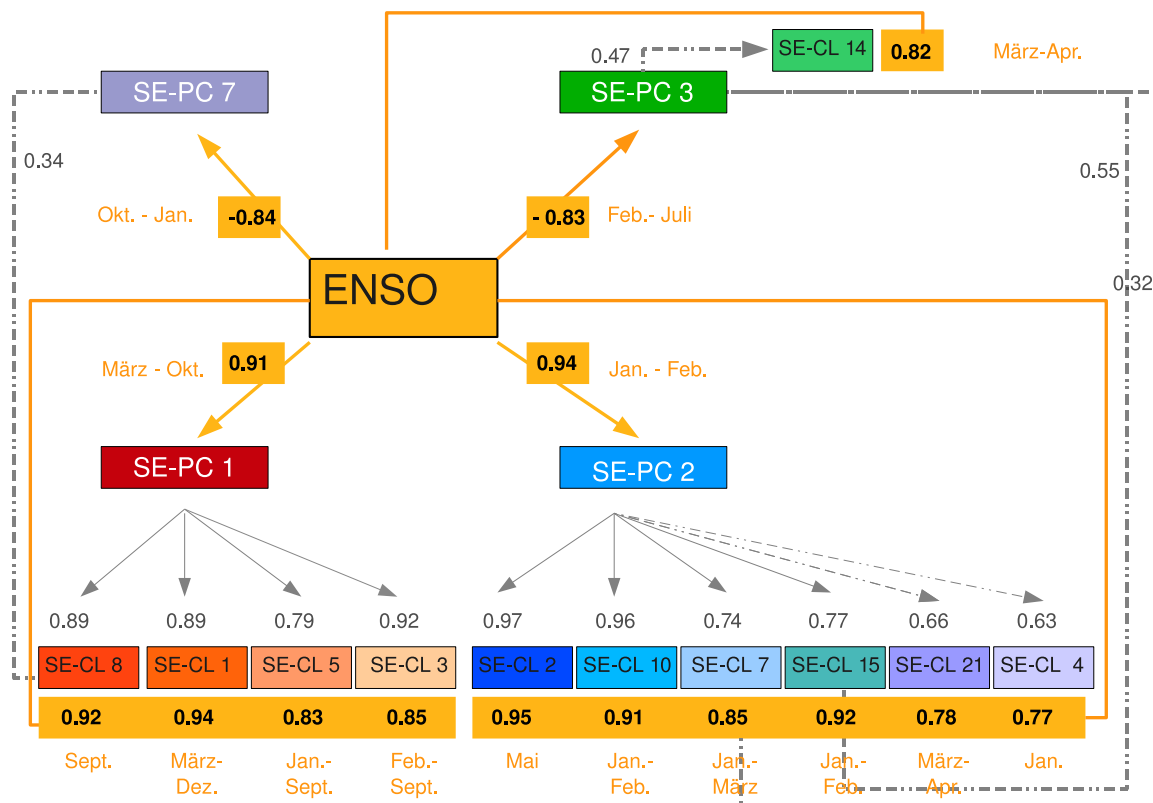


Abb. 7.2: Schematische Darstellung der Zusammenhänge zwischen dem NINO3.4-Index (ENSO) und denjenigen Sequenz-PCs bzw. Sequenz-Clustern (gelbe Pfeile und Verbindungslinien), für die der Korrelationskoeffizient zur NINO3.4-Index-Zeitreihe den Betrag von 0.70 überschreitet (gelb unterlegte Ziffern). Die Zusammenhänge zwischen Sequenz-PCs und Sequenz-Clustern sind mit grauen Pfeilen und Verbindungslinien gekennzeichnet. Pfeile haben dann gebrochene Pfeillinien oder Verbindungslinien sind dann gebrochen, wenn der Korrelationskoeffizient zwischen den SE-PC- und SE-CL-Zeitreihen (graue Ziffern) den Betrag von 0.70 unterschreitet.

Für alle dargestellten Sequenzen ist der gemeinsame Schwankungsanteil mit der NINO3.4-Zeitreihe sehr hoch. Zwei der SE-Hauptkomponenten, SE-PC 2 und SE-PC 7, sind im Winter maximal korreliert ($r = 0.94$ Januar-Februar bzw. $r = -0.84$, Oktober-Januar). SE-PC 1 ($r = 0.91$) und SE-PC 3 ($r = -0.83$) weisen maximale Kopplungsbeträge in den Frühjahrs- bis Sommersaisonabschnitten bzw. in den Frühjahr- bis Herbstmitteln auf. SE-PC 2 ist die SE-Hauptkomponente, die mit der Variabilität des ENSO-Index am besten übereinstimmt.

Auch für die elf assoziierten Sequenz-Cluster lassen sich NINO3.4-Korrelationen in vergleichbarer Höhe feststellen. Die der SE-PC 2 zugeordneten sind häufig im Spätwinter maximal korreliert. Für die mit SE-PC 1 assoziierten Cluster manifestiert sich die stärkste NINO3.4-Indexkopplung häufig in den Saisonabschnitten, die Monate zwischen Januar bzw. Februar und

Frühherbst beinhalten. Für den SE-Cluster 14 lassen sich die größten Überschneidungen mit der ENSO-Frühjahrsvariabilität erkennen. Von allen SE-Clustern ist der zweite, SE-CL 2, derjenige, der maximal mit dem NINO3.4-Index korreliert ($r = 0.95$, Mai). Alle in Abbildung 7.2 dargestellten Sequenzen zählen zur Gruppe derer, für die maximale Übereinstimmungen mit der NINO3.4-Zeitreihe gefunden werden.

Da sich der ENSO/ISM-Modus, die führende Niederschlags-Telekonnektion aus dem ersten Teil dieser Arbeit, jeweils einer bzw. einem der hier präsentierten SE-PCs bzw. SE-CLs zuordnen lässt, soll in diesem Kapitel nicht ausschließlich der Zusammenhang zur ENSO, sondern der gemeinsame ENSO/Indienmonsun-Einfluss Beachtung finden. Deshalb stellt Abbildung 7.3 die Zusammenhänge der fokussierten Sequenzen mit dem *All-India-Rainfall-Index* heraus. Für alle bereits in Abbildung 7.2 aufgeführten Sequenzen, sowohl für die Sequenz-PCs als auch die Sequenz-Cluster, finden sich statistisch signifikante Korrelationen mit dem Niederschlag auf dem indischen Subkontinent. Insgesamt fallen die Korrelationskoeffizienten zwischen den Sequenzzeitreihen und dem *All India Rainfall-Index* geringer aus als mit dem NINO3.4-Index. Die Höhe der Kopplungsbeträge liegt zumeist zwischen $|r| = 0.5$ und $|r| = 0.6$. Alle vier SE-Hauptkomponenten und drei der SE-Cluster (SE-CL 2, SE-CL 3 und SE-CL 4) zählen zur Gruppe der Sequenzen mit dem stärksten Zusammenhang zur indischen Niederschlagsvariabilität.

Auffällig ist, dass die maximalen Korrelationsbeträge zwischen AIRI und den Sequenzen kein entgegengesetztes Vorzeichen zu den NINO3.4-Indexkorrelationen aufweisen, so wie das die im ersten Teil der Arbeit herausgestellte, negative Beziehung der beiden Telekonnektions-Indizes zumindest für einige Fälle erwarten ließe. Das liegt daran, dass meistens keine vergleichbaren Saisonabschnitte, vor allem hinsichtlich der Länge des Mittels, betrachtet werden.

Vorsicht ist geboten bei der Interpretation von Zusammenhängen für Sequenz-Modi, deren Kopplung mit dem AIRI komplett außerhalb des zeitlichen Wirkungsbereichs des indischen Sommermonsuns liegt (November-April). Derartige statistische Beziehungen lassen sich zirkulationsdynamisch nicht mit dem Sommermonsunsystem erklären. Für die Mehrzahl der hier fokussierten Modi manifestieren sich aber deutliche Zusammenhänge zur Indienmonsunvariabilität im Sommer, auch wenn die Korrelationskoeffizienten niedriger ausfallen als mit der ENSO.

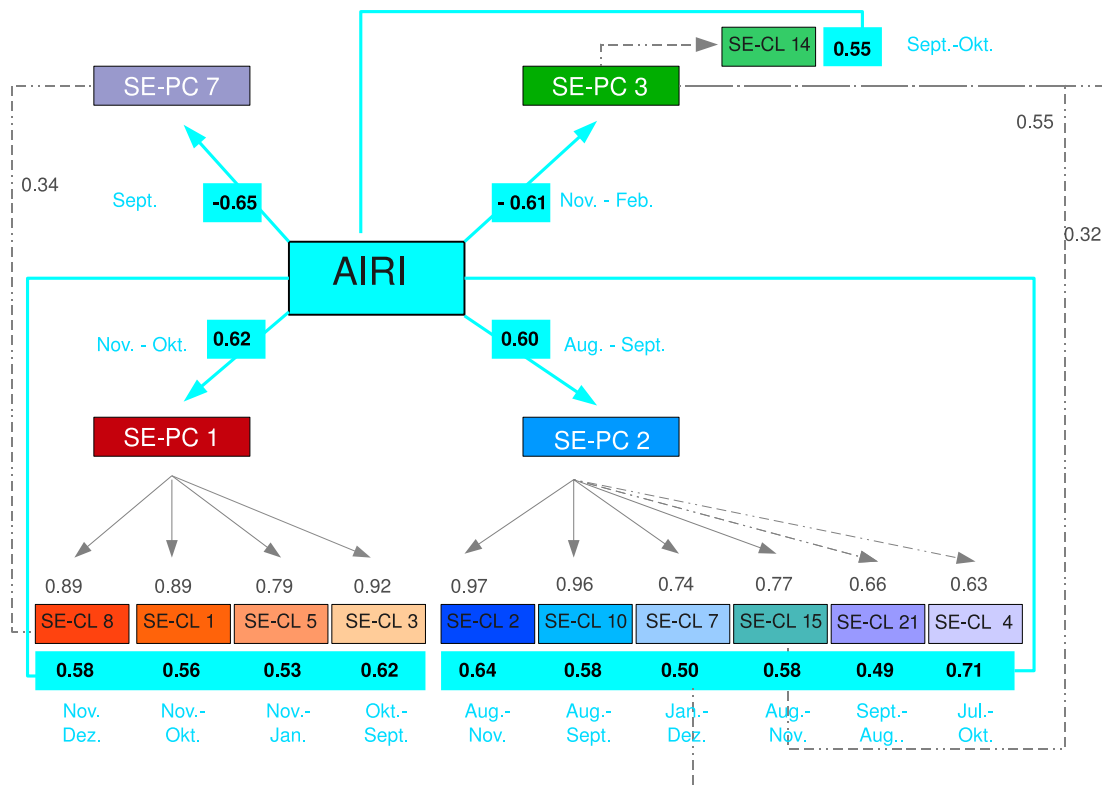


Abb. 7.3: Schematische Darstellung der Zusammenhänge zwischen dem *All-India-Rainfall-Index* (AIRI) und denjenigen SE-PCs bzw. SE-Clustern (türkisfarbene Pfeile und Verbindungslinien), die bereits auf Abbildung 7.2 dargestellt und hoch mit ENSO korreliert sind. Die Korrelationskoeffizienten zwischen AIRI und den Sequenzen sind türkisfarben unterlegt. Wie in Abb. 7.2 sind die Zusammenhänge zwischen Sequenz-PCs und Sequenz-Clustern mit grauen Pfeilen und Verbindungslinien gekennzeichnet. Pfeile haben dann gebrochene Pfeillinien oder Verbindungslinien sind dann gebrochen, wenn der Korrelationskoeffizient zwischen den SE-PC- und SE-CL-Zeitreihen (graue Ziffern) den Betrag von 0.7 unterschreitet.

7.2.2 Übereinstimmungen zwischen ENSO/ISM-Sequenzen und den Telekonnektionsmuster-PCs

Abbildung 7.4 zeigt, dass insgesamt drei TP-Hauptkomponenten aus dem ersten Teil der Arbeit in Sequenzen eingeordnet werden können, die mit der Variabilität der *El Niño-Southern Oscillation* bzw. des indischen Sommermonsuns in Verbindung stehen. Diese Zuordnung erfolgt auf Basis des in Kapitel 7.1.2 beschriebenen Verfahrens der Musterkorrelation.

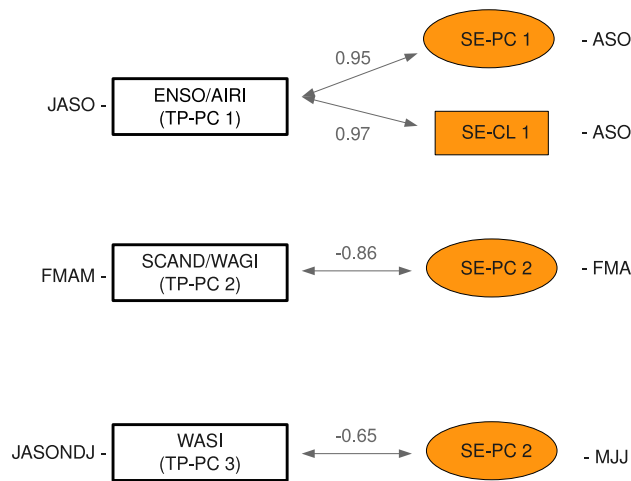


Abb. 7.4: Durch Musterkorrelation gestützte Zuordnung von drei Niederschlags-TP-PCs (farblose Rechtecke) zu Fernkopplungsmustern aus Sequenz-PCs (Ellipsen) bzw. Sequenz-Clustern (farbige Rechtecke) des ENSO/ISM-Komplex; die grauen Ziffern stellen den maximalen Korrelationskoeffizienten, der zwischen dem Muster aus einem Sequenz-Ausschnitt (Saisonabschnitt rechter Rand) und den TP-PC-Mustern erzielt wurde, dar; die schwarzen Ziffern am linken Rand kennzeichnen die repräsentativen Saisonabschnitte der Niederschlags-Telekonnectionen, die am rechten Rand markieren den Sequenz-Ausschnitt, in den die Niederschlags-TP-PC eingeordnet wird.

Der ENSO/ISM-Modus wird jeweils dem Fernkopplungsmuster des August- bis Oktober-Sequenzausschnitts von SE-PC 1 ($r = 0.95$) bzw. von SE-CL 1 ($r = 0.97$) als sehr ähnlich befunden. Der SCAND/WAGI-Modus und der WASI-Modus lassen sich beide in die Sequenz der zweitgewichtigsten SE-Hauptkomponente einordnen. Sowohl der ENSO/ISM- als auch der SCAND/WAGI-Modus fügen sich in die Sequenzausschnitte ein, die mit dem Saisonabschnitt ihrer zeitlichen Auftrittsschwerpunkte (Juni-September bzw. Februar-Mai) übereinstimmen. Die dritte Telekonnections-PC hingegen liegt in den Sequenzen eher am Rande des Zeitfensters, das der TP-PC-Saisonabschnitt eröffnet.

Eine Übersicht über die drei Sequenz-Modi, die TP-PC-Muster beherbergen und die außerdem in den Kontext der ENSO/ISM-Variabilität passen, liefern die Abbildungen 7.5, 7.6 und 7.7. Auf diesen Abbildungen werden die Ausschnitte der Sequenzen, die mit den Telekonnections-PCs übereinstimmen, durch eine violette Markierung hervorgehoben.

Auf den Abbildungen 7.5 und 7.6 sind die Fernkopplungsmuster-Sequenzen von SE-PC 1 und

SE-CL 1 jeweils für das 250 hPa-Niveau gegenübergestellt. Beide Sequenzen gehen als die jeweils führenden Variabilitätsmodi aus den unterschiedlichen Analysen hervor. SE-PC 1 verfügt über einen Varianzerklärungsanteil von 17%, während SE-CL 1 als der SE-Cluster mit den meisten Gitterpunkten, nämlich mit 3405 oder mit ca. 8% der Gesamtgitterpunktanzahl, der größte aller SE-Cluster ist. Die hohe Ähnlichkeit zwischen diesen mit unterschiedlichen Methoden ermittelten Sequenzen fällt auf. Im Rahmen beider Abfolgen tritt annähernd ganzjährig eine großräumige Kopplung mit der Troposphäre über den Tropen auf. In dieser bandförmigen Kopplungsregion ereignet sich ebenfalls in beiden Sequenzen im Jahresverlauf ein Vorzeichenwechsel. Die Negativkopplung zu Sequenzbeginn ist allerdings schwächer als die Positivkopplung, die sich in der zweiten Hälfte abzeichnet und die sich zum Sequenzende hin intensiviert. Ein augenfälliger Unterschied besteht darin, dass die tropischen Positivkopplungen im letzten Drittel des Sequenz-Clusters höhere Beträge erreichen ($r \geq 0.90$) als die Koeffizienten in der SE-PC-Sequenz ($r \geq 0.80$). Nicht nur die deutliche Muster-Übereinstimmung verweist darauf, dass die beiden Sequenzen ein ähnliches interannuelles Anomaliesignal repräsentieren müssen. Auch die Kovarianz ihrer Zeitreihen von etwa 70% ($r \geq 0.89$) untermauert diese These. In beiden Sequenzen manifestiert sich eine sehr gute Übereinstimmung zwischen dem Fernkopplungsmuster des ENSO/ISM-Modus und dem zugeordneten August-September-Sequenzausschnitt. Obwohl die Telekonnektionsmuster-PC, die den ENSO/ISM-Modus repräsentiert, eine Niederschlagstelekonnektion im Luftdruckfeld darstellt, unterscheidet sie sich kaum vom luftdruckinternen Fernkopplungsmuster der herbstlichen Sequenzausschnitte. Das charakteristische negative Kopplungsband in subtropischer Breitenlage mit Kernregionen über Iberien, dem Ostmittelmeerraum, Nordindien und Ostchina zeichnet sich genau wie in der repräsentativen TP-PC 1-Korrelationskarte des iberischen Niederschlags ab (vgl. Kap. 6.2.1, Abb. 6.7).

Auf Abbildung 7.7 ist die Fernkopplungsmuster-Sequenz von SE-PC 2 dargestellt. Von Sequenzbeginn an beherrscht eine Positivkopplung die gesamte tropischen Troposphäre. Im Frühjahr tritt außerdem über dem Südwestmittelmeerraum ein positives Kopplungszentrum auf, das als nordwärtige Fortsetzung der positiven tropischen Korrelationsregion erscheint. Zusammen mit dem sich gleichzeitig über Skandinavien manifestierenden, negativen Fernkopplungszentrum erinnert diese Telekonnektion an das *Scandinavia-Pattern*. Über den Sommer hinweg bleibt das positive Korrelationsband über den Tropen erhalten, löst sich aber während des herbstlichen Sequenz-Fortgangs auf. Lediglich über Nordafrika entlang des Wendekreises bleibt eine schwach positive Kopplungsregion bis zum Sequenzende hin erhalten.

Der SCAND/WAGI-Modus wird dem zweiten Sequenzausschnitt, dem Februar-Mai-Mittel als ähnlich befunden.

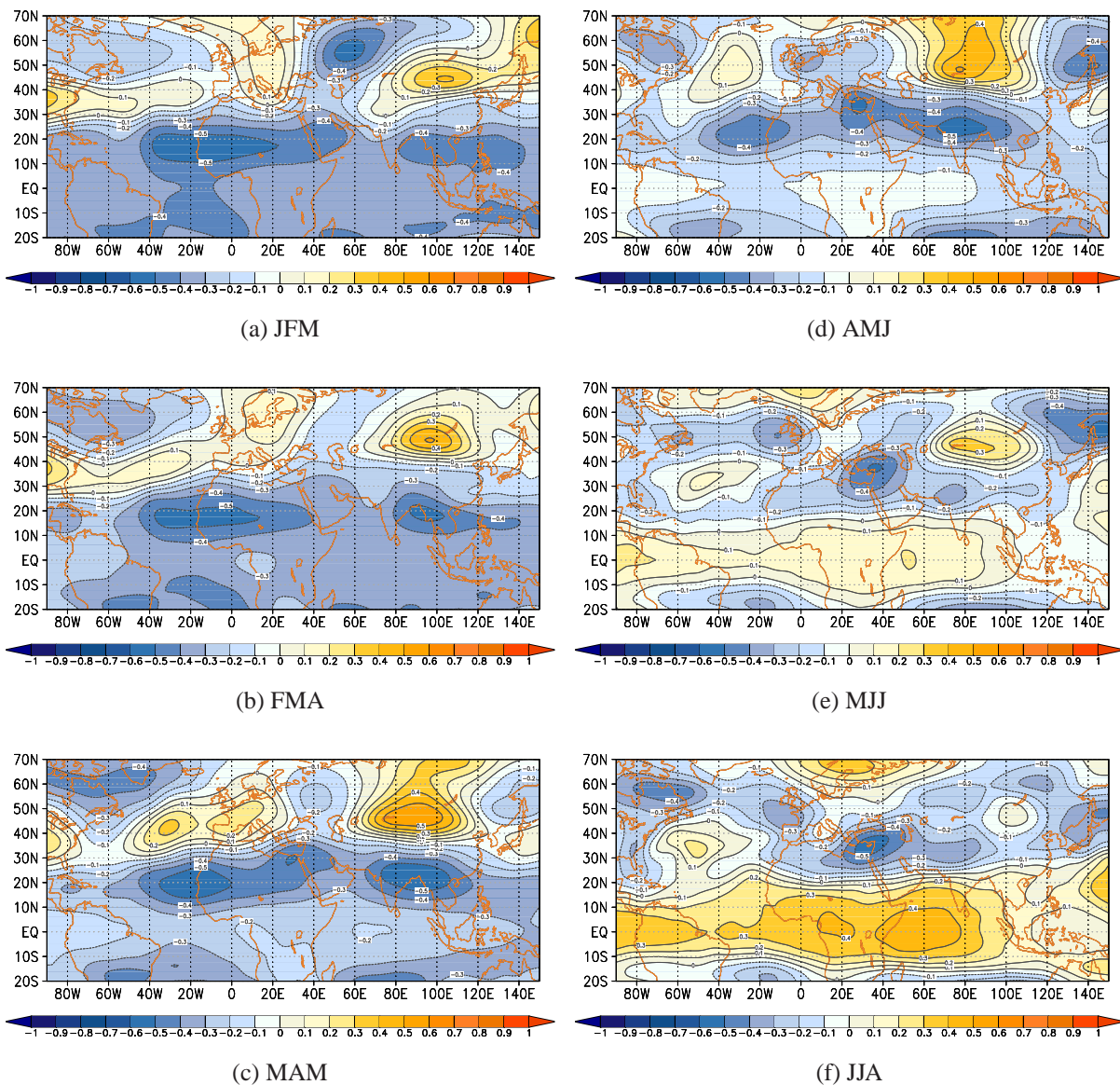


Abb. 7.5: Pseudoladungsmuster von SE-PC 1 im 250 hPa-Niveau für die dreimonatigen, überlappenden Saisonabschnitte zwischen Januar-März (JFM) und Dezember-Februar (DJF). Der Abstand der Linien gleicher Pseudoladungsbeträge (Korrelationskoeffizienten) beträgt 0.1. Gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Korrelationskoeffizienten; die violette Umrahmung hebt den Sequenzausschnitt hervor, der einer der Niederschlagstelekonnectionsmuster-Hauptkomponenten (violette Ziffer) für ähnlich befunden wird.

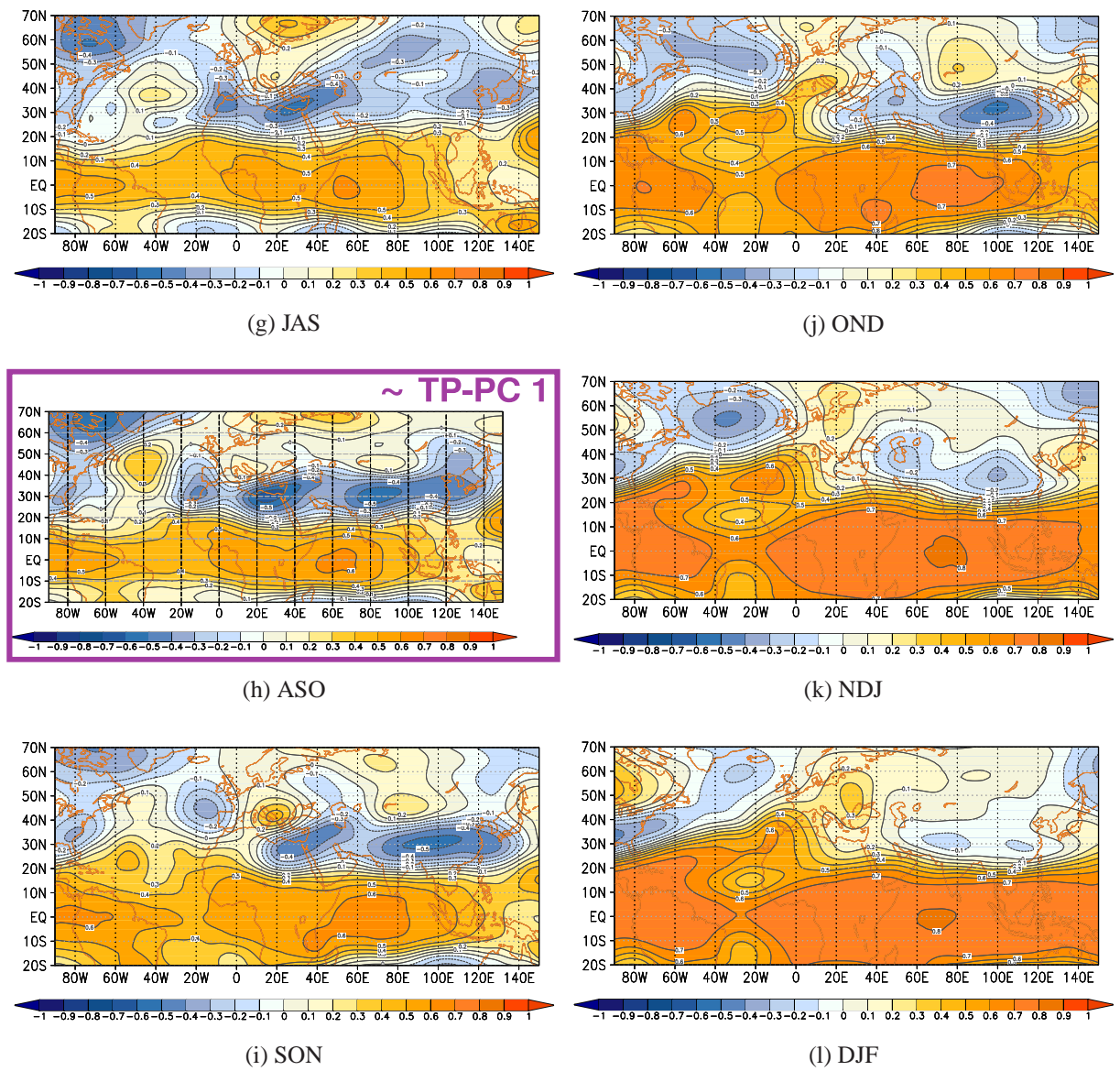


Abb. 7.5: Fortsetzung

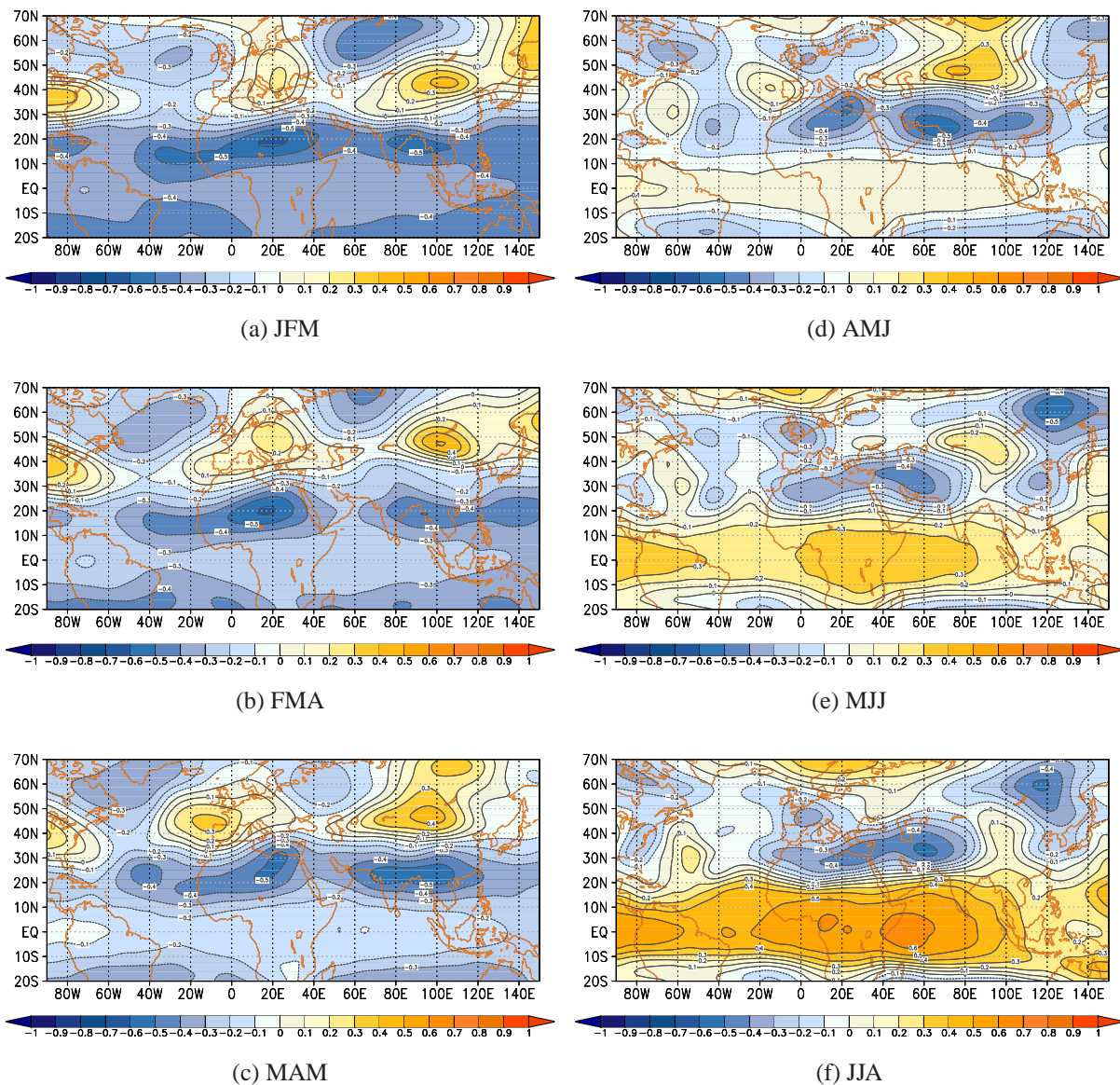


Abb. 7.6: Pseudoladungsmuster von SE-CL 1 im 250 hPa-Niveau für die dreimonatigen, überlappenden Saisonabschnitte zwischen Januar-März (JFM) und Dezember-Februar (DJF). Der Abstand der Linien gleicher Pseudoladungsbeträge (Korrelationskoeffizienten) beträgt 0.1. Gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Korrelationskoeffizienten; die violette Umrahmung hebt den Sequenzausschnitt hervor, der einer der Niederschlagstelekonnectionsmuster-Hauptkomponenten (violette Ziffer) für ähnlich befunden wird.

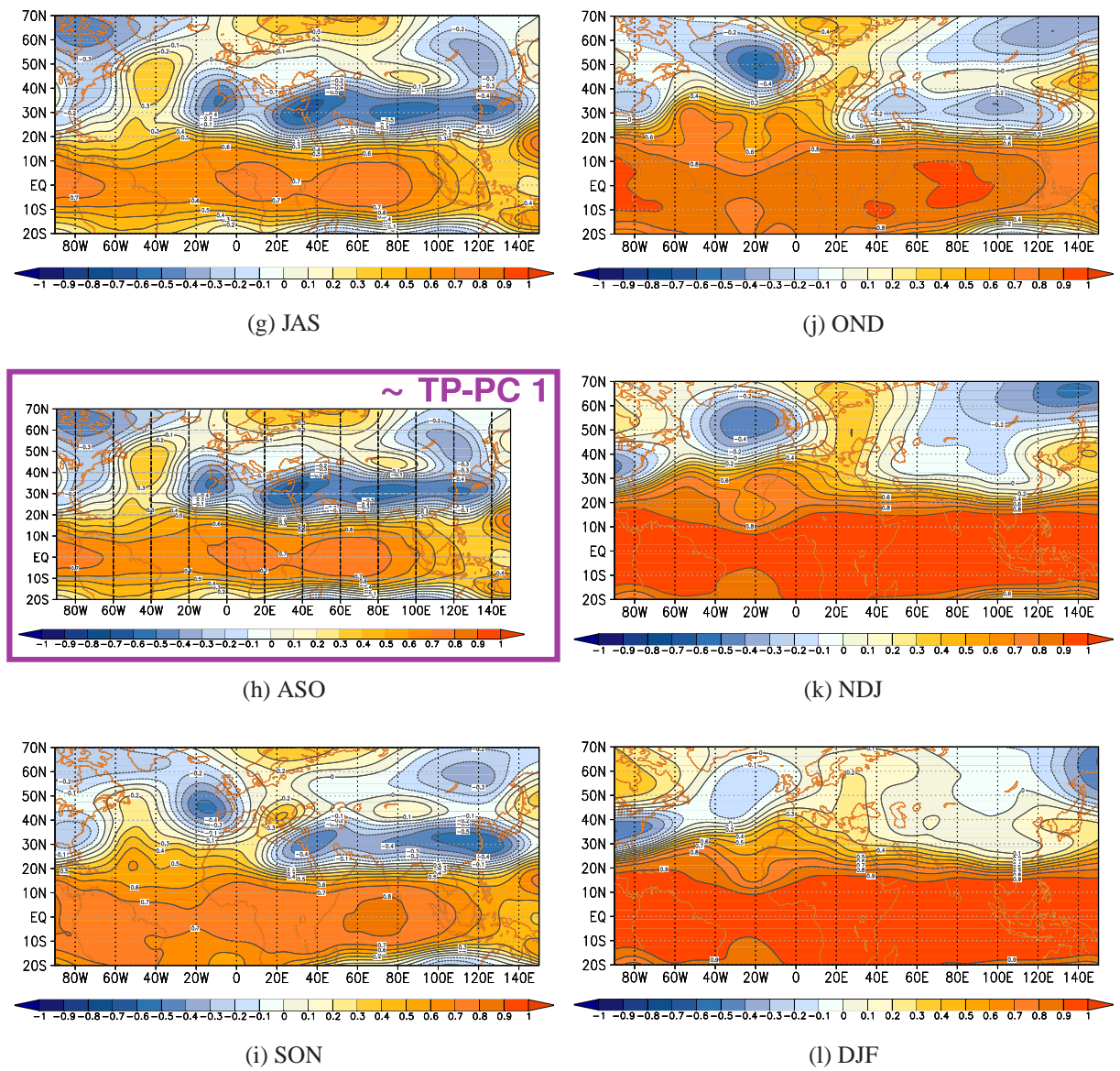


Abb. 7.6: Fortsetzung

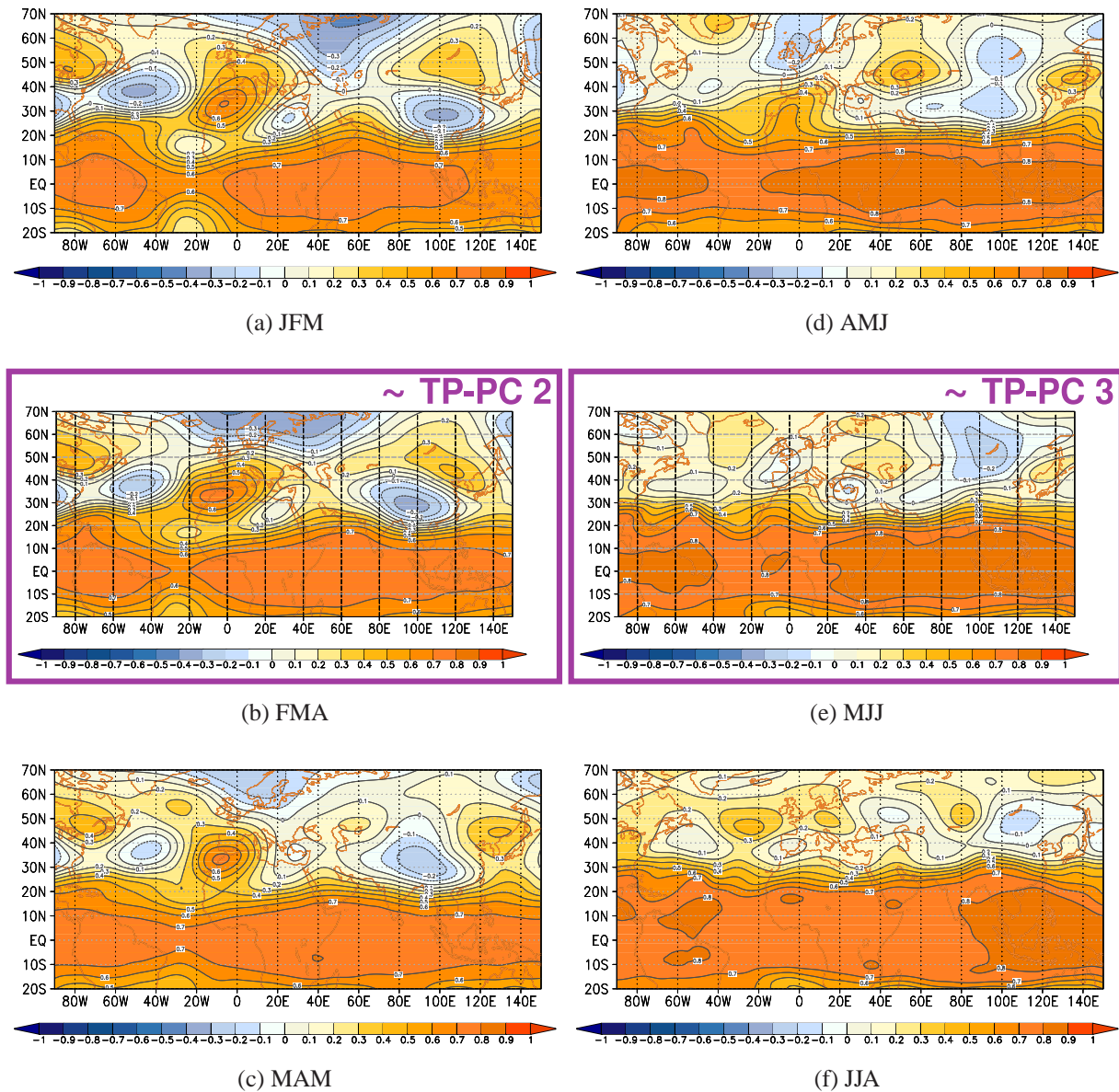


Abb. 7.7: Pseudoladungsmuster von SE-PC 2 im 250 hPa-Niveau für die dreimonatigen, überlappenden Saisonabschnitte zwischen Januar-März (JFM) und Dezember-Februar (DJF). Der Abstand der Linien gleicher Pseudoladungsbeträge (Korrelationskoeffizienten) beträgt 0.1. Gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Korrelationskoeffizienten; die violette Umrahmung hebt den/die Sequenzausschnitt/e hervor, der/die einer der Niederschlagstelekonnectionsmuster-Hauptkomponenten (violette Ziffer) für ähnlich befunden wird/werden.

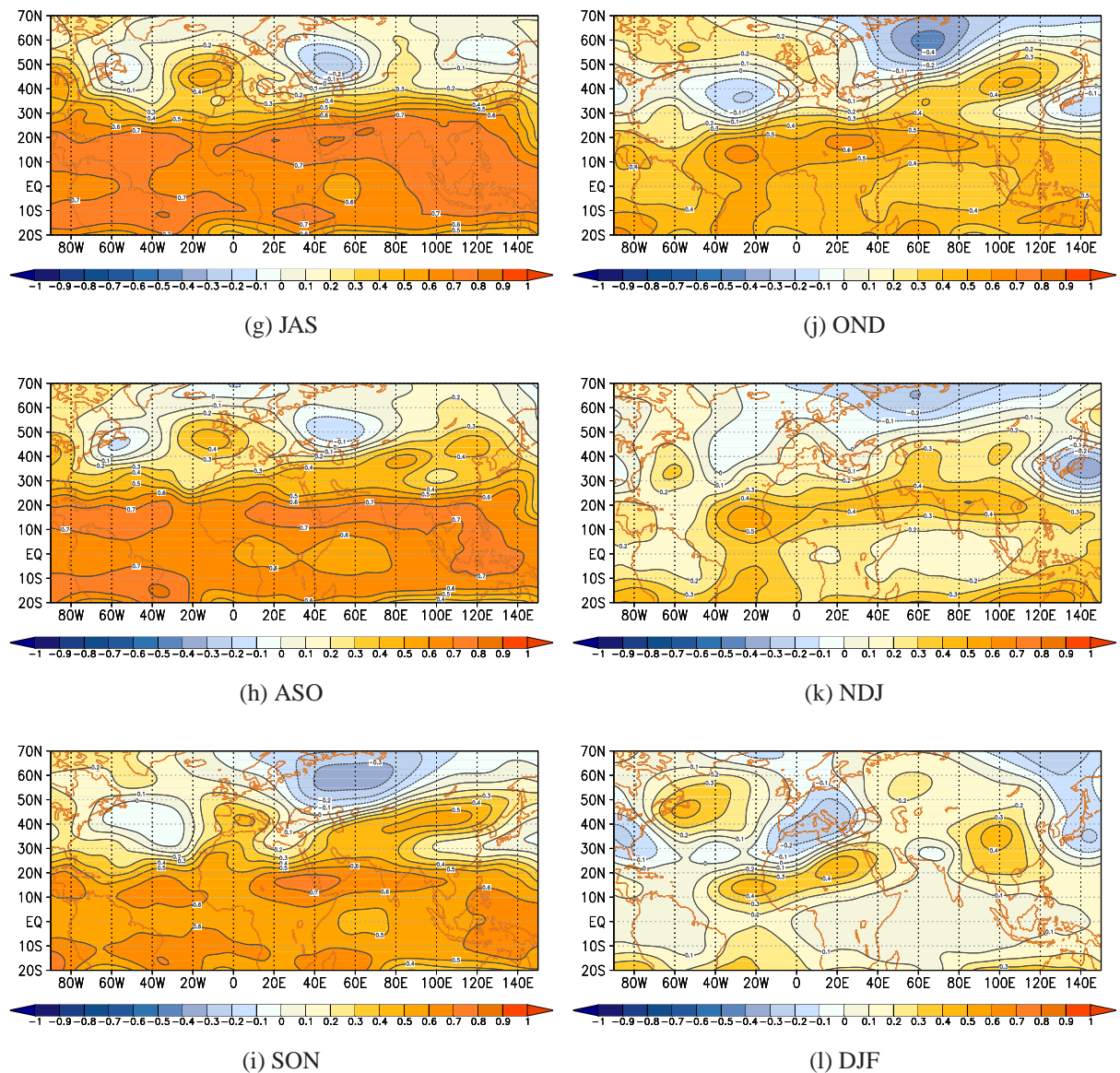


Abb. 7.7: Fortsetzung

Das lässt sich nachvollziehen, denn sowohl die Lage des negativen Telekonnections-Zentrums über Skandinavien als auch das gegenläufig korrelierte Primärkopplungszentrum über Nordwest-tibetien zeichnen das *Scandinavia-Pattern* nach - eine der beiden vom SCAND/WAGI-Modus repräsentierten Fernkopplungen. Der entsprechende Ausschnitt von SE-PC 2 scheint die negative Phase dieses Musters mit umgekehrten Vorzeichen in den Kopplungszentren abzubilden. Eine weitere Telekonnections-PC, der WASI-Modus, wird dem Mai-Juli-Sequenzausschnitt beigeordnet. Hier werden allerdings deutliche Abweichungen ersichtlich. Außer dem positiven Primärkopplungszentrum über dem südwestlichen Mittelmeerraum, das sich im betrachte-

ten Saisonabschnitt aber bereits wieder nach Süden zurückgezogen hat, existieren kaum Ähnlichkeiten zur repräsentativen TP-PC 3-Korrelationskarte des Nordnigers (vgl. Kap. 6.4.1 Abb. 6.29). Diese Zuordnung lässt sich so nicht nachvollziehen. In Kapitel 7.2.7 wird diese Problematik ausführlich erörtert.

Auch wenn hier ausschließlich die Sequenzen von SE-PC 1, SE-CL 1 und SE-PC 2 ausführlich dargestellt sind, so werden in den Folgekapiteln auch Aspekte der hier nicht näher beleuchteten Fernkopplungsmuster-Abfolgen aufgegriffen - sofern es sich um Sequenz-Modi handelt, die für die mediterrane Niederschlagsvariabilität von Bedeutung sind.

7.2.3 Zusammenhänge zur mediterranen Niederschlagsvariabilität

Die Zusammenhänge zwischen den Sequenzen und der mediterranen Niederschlagsvariabilität werden hier exemplarisch einmal für die Gesamtheit der 15 bislang erwähnten Sequenz-Modi erläutert. Denn dadurch eröffnet sich eine Vorstellung davon, mit welchen Gemeinsamkeiten und Unterschieden diese sequentiellen Variabilitätsmodi in der Bedeutsamkeit für den mediterranen Niederschlag einhergehen. Die insgesamt zwölf Geopotentialzeitreihen einer Sequenz wurden mit den jeweils 144 Saisonabschnitten der 15 Niederschlagsregionen korreliert. Anschließend wurden für jede Niederschlagsregion die maximal positiven und die maximal negativen Korrelationskoeffizienten eines jeden Saisonabschnitts ermittelt und in zwei verschiedene Saisonabschnittsdiagramme eingetragen. Für jede Region und Sequenz wird im Folgenden nur ein Saisonabschnittsdiagramm erörtert, entweder das mit den maximal positiven oder das mit den maximal negativen Korrelationen - je nachdem ob die positiven oder negativen Korrelationskoeffizienten in Anzahl und Höhe überwiegen. Die Zusammenhänge mit jeweils vier bzw. einmal auch nur drei Sequenzen gleichzeitig werden in den Abbildungen 7.8, 7.9, 7.10 und 7.11 gleichzeitig aufgeführt. Für jede Region sind demnach vier bzw. in Abbildung 7.11 auch nur drei Saisonabschnittsdiagramme abgebildet.

Die mediterrane Niederschlagsvariabilität im Zusammenhang mit den vier ENSO-gekoppelten Sequenz-PCs (SE-PC 1, 2, 3 und 7)

Abbildung 7.8 fasst die Saisonabschnittsdiagramme für die vier verschiedenen Sequenz-Hauptkomponenten, SE-PC 1, 2, 3 und 7 zusammen. Übergreifend manifestieren sich im Westmittellmeerraum die deutlichsten Zusammenhänge mit allen vier SE-Hauptkomponenten, vor allem in den Saisonabschnittsdiagrammen der Niederschlagsregionen Iberiens, Nordmauretaniens und Algeriens. Die Korrelationen mit SE-PC 1, 3 und 7 sind positiver Natur und entfallen in der

Mehrzahl auf den Sommer und Herbst. Die Maximalkorrelation von $r = 0.72$ stellt sich zwischen SE-PC 7 und dem Iberienniederschlag (Juni-Novembermittel) ein. Auch zeigt sich in der Westmediterraneanregion und ebenfalls primär mit den drei genannten Niederschlagsregionen ein negativer Zusammenhang mit SE-PC 2 im Frühjahr. Die betragsmäßig maximale Korrelation von $r = -0.60$ mit SE-PC 2 entfällt auf den achtmonatigen Saisonabschnitt März-Oktober der Niederschlagsregion Nordmauretanien.

Im zentralen und nordöstlichen Mittelmeerraum fallen vor allem die beträchtlichen Negativkorrelationen zwischen dem Frühjahrsniederschlag des Zentral-MEDs und SE-PC 2 auf ($r = -0.62$, Februar-April). Und auch im Sommerniederschlag der Türkei macht sich das negative SE-PC 2 - Signal bemerkbar ($r = -0.59$, August). Mit den restlichen drei SE-PCs hingegen stellt sich zeitgleich eine schwächere Positivkopplung zum türkischen Sommerniederschlag ein. Das deutlich positive Signal im Sommer- und Herbstniederschlag des Westmittellmeerraums ist in der zentralen und nordöstlichen Mediterranregion (Balkan, Zentral-MED) nicht in diesem Ausmaß realisiert.

Im Ostmittellmeerraum, vor allem im Sommer- und Herbst-Niederschlag Israels und Saudi Arabiens ($r = 0.65$, August-November) macht sich die Positivkopplung erneut bemerkbar. Im südlich-zentralen Mittelmeerraum, Libyen und Ägypten, veräußern sich mit SE-PC 1, 2 und 7 zumeist Frühjahrs- und Sommerniederschlagskorrelationen. Ägypten ist neben zwei Südsommerniederschlagsregionen die einzige Niederschlagsregion, für die mit SE-PC 7 die Negativkorrelationen zahlreicher und betragsmäßig höher ausfallen als die Positivkorrelationen ($r = -0.66$, Juli-August). Der Sommerniederschlag des Nordnigers und Nordtschads ist moderat negativ mit SE-PC 7 El Niño-Southern Oscillation, the Asian and African Monsoons-korreliert ($r = -0.57$, August-Junimittel des Nordtschads). Es lässt sich festhalten, dass sich die Korrelationsmuster von SE-PC 1, 3 und 7 in den Saisonabschnittsdiagrammen der Niederschlagsregionen sehr ähnlich sind. Ein wesentlicher Unterschied besteht in den durchwegs niedrigeren Korrelationsbeträgen, die sich mit SE-PC 1 und 3 im Vergleich zu SE-PC 7 einstellen. Die interannuelle Variabilität dieser drei SE-Hauptkomponenten führt zumeist zu einer Positivkopplung mit dem Sommer- und Herbstniederschlag betroffener Regionen. Mit SE-PC 3 kommt es zu den am wenigsten zahlreichen und betragsmäßig niedrigsten Korrelationen. SE-PC 7 ist am häufigsten und am besten mit der mediterranen Niederschlagsvariabilität gekoppelt. Darüber hinaus kommt ihr Korrelationsmuster in den Saisonabschnittsdiagrammen der Niederschlagsregionen dem Ladungsmuster des ENSO/ISM-Modus aus dem ersten Teil der Arbeit am nächsten.

SE-PC 2 weicht von den erläuterten drei SE-PCs ab. Zwar lassen sich aus dem Saisonabschnittsdiagramm Iberiens, zeitgleich zu den positiven Sommer- und Herbstkorrelationen mit den restlichen drei SE-PCs, auch für SE-PC 2 signifikante Negativkorrelationen ablesen.

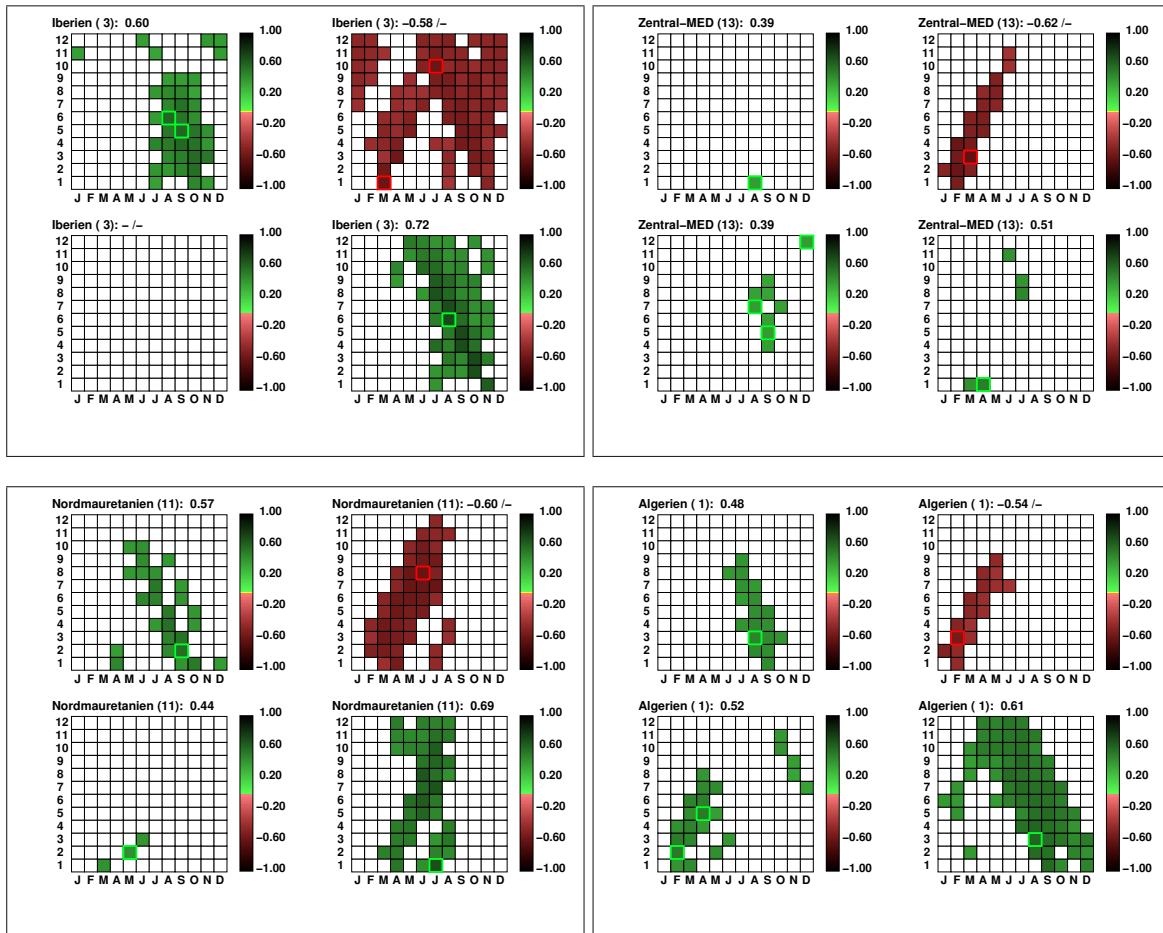


Abb. 7.8: Saisonal betragsmäßig maximale Korrelationskoeffizienten zwischen den vier SE-Hauptkomponenten 1, 2, 3, und 7 und den 15 mediterranen Niederschlagsregionen; für jede Niederschlagsregion sind insgesamt vier Saisonabschnittsdiagramme (schwarz eingerahmt) dargestellt; in einer solchen 4-er Diagrammgruppe ist im Saisonabschnittsdiagramm oben links der Zusammenhang mit SE-PC 1, oben rechts der mit SE-PC 2, unten links der mit SE-PC 3 und unten rechts der mit SE-PC 4 aufgeführt; auf der y-Achse der Abschnittsdiagramme ist die Länge der Saisonabschnitte aufgetragen, die sich zwischen einem und zwölf Monaten bewegt. Auf der x-Achse befinden sich die Zentralmonate der insgesamt 144 Saisonabschnitte. Nur statistisch signifikante Korrelationskoeffizienten ($\alpha = 0.05$) sind dargestellt. Die signifikanten Korrelationskoeffizienten mit mehrmonatigen Saisonabschnitten sind zentriert eingetragen, z.B. für Februar-März auf der x-Achse an der Stelle des Februars (F) und z.B. für Februar-April auf der x-Achse an der Stelle von März (M). Die positiven Zusammenhänge sind in grün, die negativen in rot markiert. Der maximal positive (negative) Korrelationskoeffizient ist durch ein grünes (rotes) Quadrat hervorgehoben. Gleichzeitig erscheinen diese beiden Koeffizienten als Zahlenwerte in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme; daneben befindet sich auf der zweiten Abbildungsseite eine Übersicht über die Lage der Niederschlagsregionen im Mittelmeerraum.

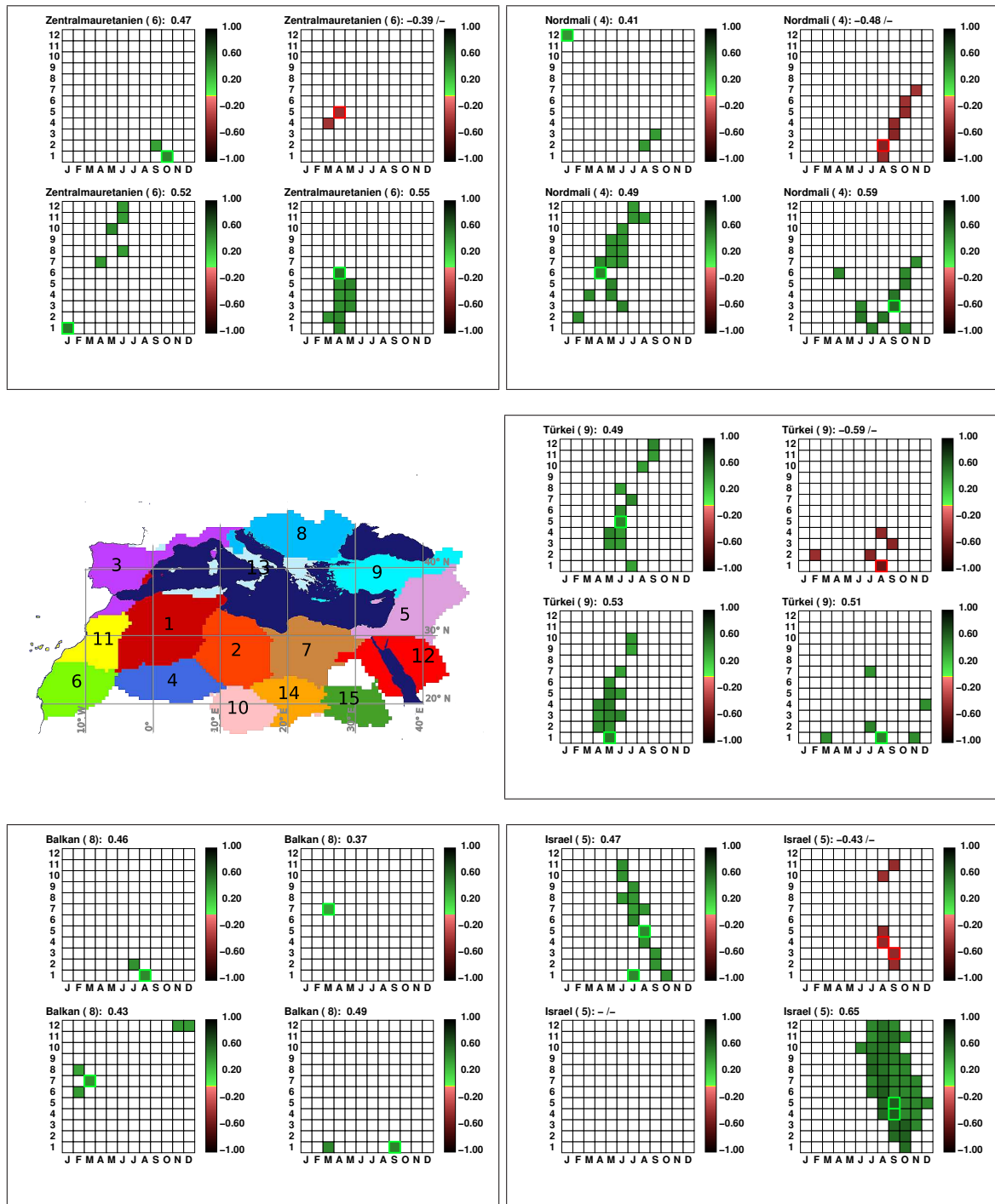


Abb. 7.8: Fortsetzung

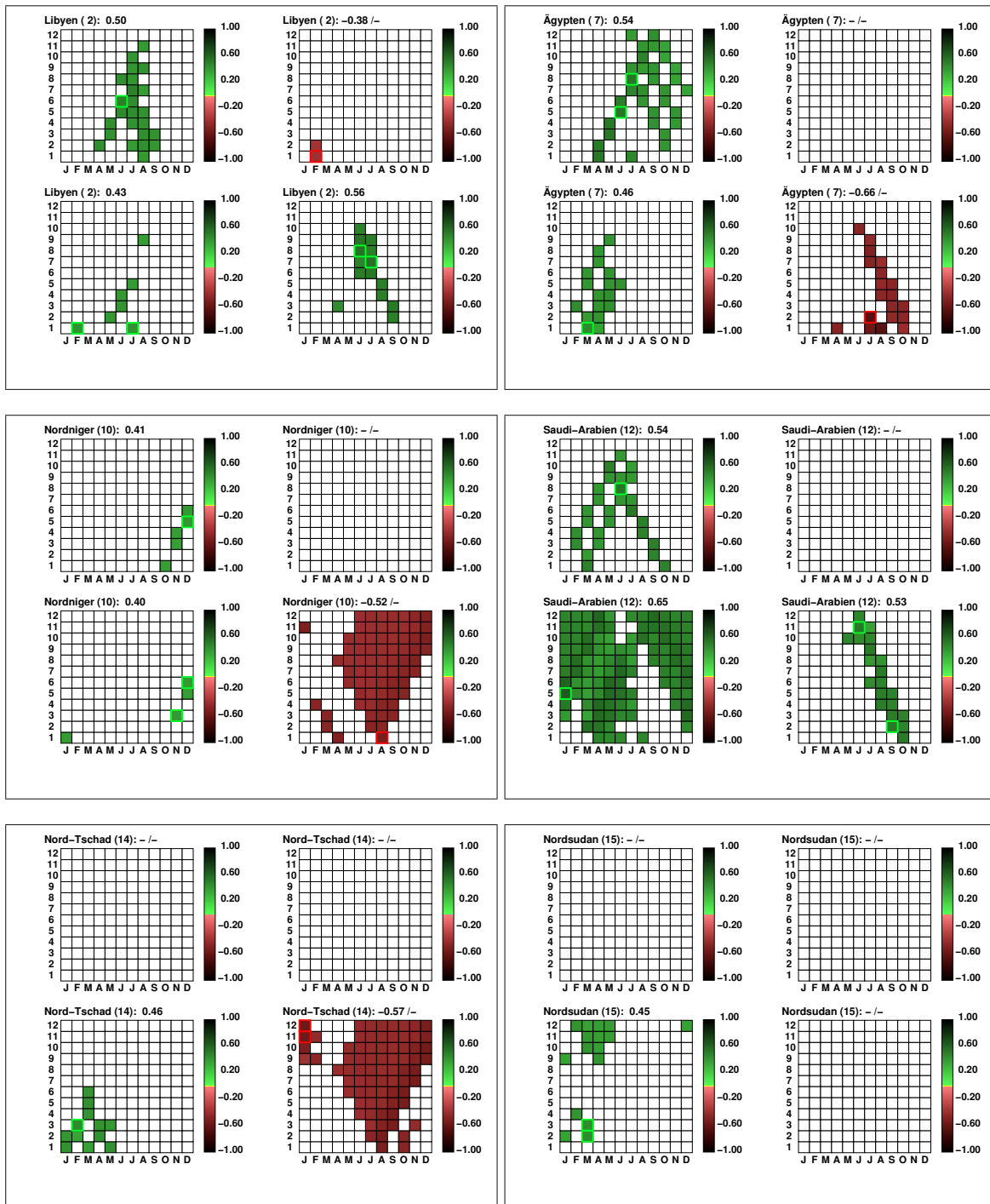


Abb. 7.8: Fortsetzung

Für Algerien und Nordmauretanien ist das aber nicht der Fall, dort fallen nur die negativen Frühjahrskorrelationen auf, die sich auch im iberischen Saisonabschnittsdiagramm als die betragsmäßig maximalen hervortun. Der negative Zusammenhang zwischen SE-PC 2 und der mediterranen Niederschlagsvariabilität, das zeigen auch die Saisonabschnittsdiagramme Libyens, Zentralmauretaniens, des Zentral-MEDs und der Türkei, ist primär im Frühjahr verankert. Darüber hinaus scheint sich die interannuelle SE-PC 2-Variabilität mit derjenigen der restlichen drei Hauptkomponenten zu überschneiden, weshalb sich in den am stärksten gekoppelten Regionen (Iberien, Israel) auch Herbstkorrelationen manifestieren.

Die mediterrane Niederschlagsvariabilität im Zusammenhang mit vier SE-Clustern (SE-PC 1 assoziiert)

Die statistischen Beziehungen zwischen der mediterranen Niederschlagsvariabilität und den Sequenz-Clustern, SE-CL 1, 3, 5 und 8, die auf Basis der hohen gemeinsamen Zeitreihen-Schwankungsanteile mit SE-PC 1 assoziiert werden, sind in Abbildung 7.9 dargestellt. Das Korrelationsmuster der drei Sequenz-PCs 1, 3 und 7 wiederholt sich im Korrelationsmuster dieser Sequenz-Cluster in den Saisonabschnittsdiagrammen der Niederschlagsregionen.

Wie für annähernd alle Niederschlagsregionen, den Nordniger ausgenommen, fällt auch hier der positive Zusammenhang zu den vier Cluster-Sequenzen höher aus als der negative. Die räumlichen Schwerpunkte sind ähnlich ausgeprägt: die stärkste Positiv-Kopplung kann im Westmittelmeerraum (Iberien, Algerien, Nordmauretanien) ausgemacht werden ($r = 0.72$, Juni–Novembermittel Iberiens). Auch der zeitliche Auftrittsschwerpunkt dieser Kopplung, die sich im Sommer und Herbst manifestiert, geht mit dem der Sequenz-PCs konform. Lediglich mit dem dritten SE-Cluster verschiebt sich die maximale Kopplung in den Spätherbst.

Im Zentralmittelmeerraum sind vor allem im Süden - Libyen und Ägypten - signifikante Zusammenhänge mit allen vier SE-Clustern auszumachen. Hier stellen sich die Maximalkorrelationen zumeist in den Saisonabschnitten mit den sommerlichen Zentralmonaten ein. Die zentralnördliche Mediterranregion ist schwächer betroffen, als das im Rahmen der Sequenz-PCs der Fall war. Lediglich für die Niederschlagsregion Zentral-MED und dem SE-Cluster 8 werden zahlreiche statistisch signifikante Positivkorrelationen im Winter und Frühjahr verzeichnet. Im mediterranen Nordosten tritt mit allen SE-Clustern eine Positivkopplung mit dem türkischen Sommerniederschlag ein.

Im Osten bzw. Südosten des Mittelmeerraums veräußert sich in den Saisonabschnittsdiagrammen Israels und Saudi Arabiens, ebenso wie das für den Zusammenhang mit der Mehrzahl der SE-PCs galt, ein ähnliches Korrelationsmuster wie im Westmittelmeerraum.

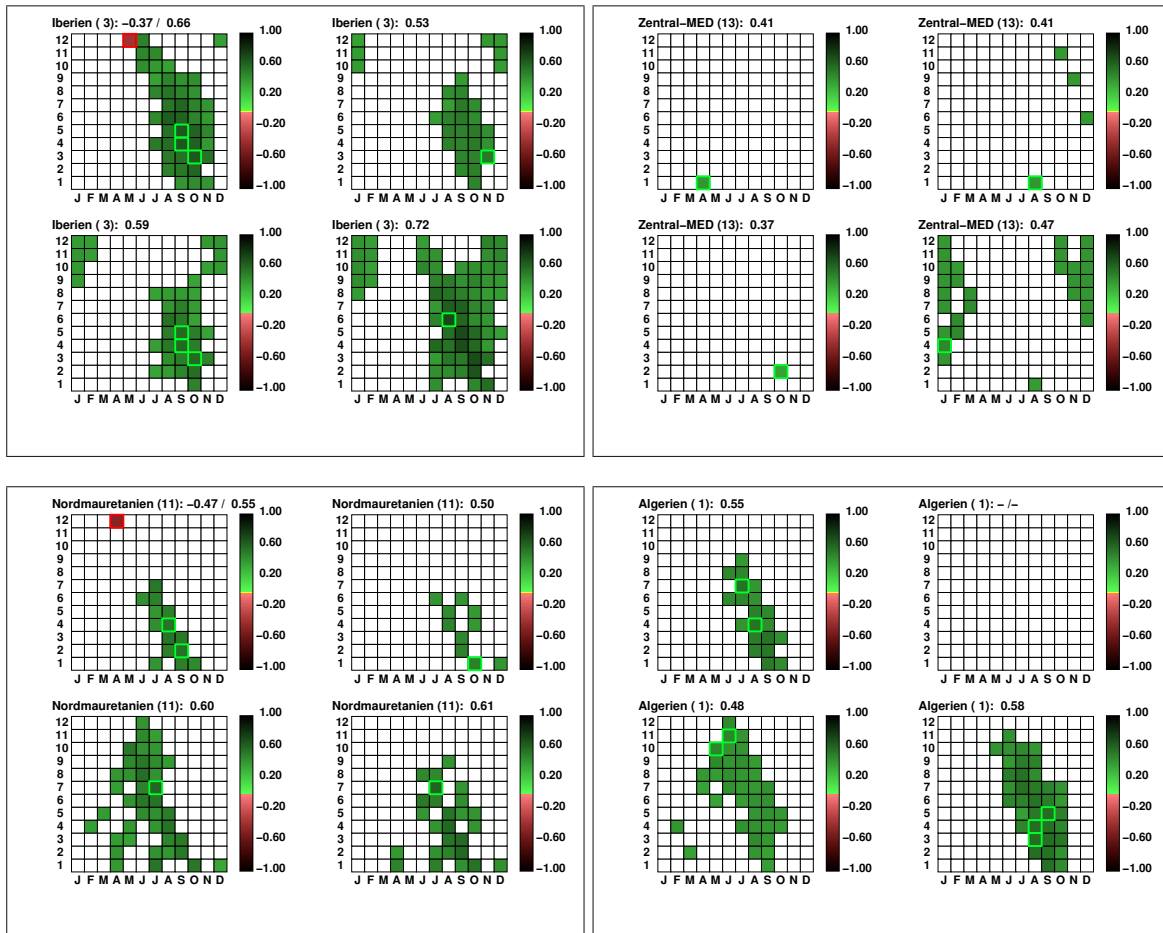


Abb. 7.9: Saisonal betragsmäßig maximale Korrelationskoeffizienten zwischen den vier SE-Clustern 1, 3, 5, und 8 und den 15 mediterranen Niederschlagsregionen; für jede Niederschlagsregion sind insgesamt vier Saisonabschnittsdiagramme (schwarz eingerahmt) dargestellt; in einer solchen 4-er Diagrammgruppe ist im Saisonabschnittsdiagramm oben links der Zusammenhang mit SE-CL 1, oben rechts der mit SE-CL 3, unten links der mit SE-CL 5 und unten rechts der mit SE-CL 8 aufgeführt; auf der y-Achse der Abschnittsdiagramme ist die Länge der Saisonabschnitte aufgetragen, die sich zwischen einem und zwölf Monaten bewegt. Auf der x-Achse befinden sich die Zentralmonate der insgesamt 144 Saisonabschnitte. Nur statistisch signifikante Korrelationskoeffizienten ($\alpha = 0.05$) sind dargestellt. Die signifikanten Korrelationskoeffizienten mit mehrmonatigen Saisonabschnitten sind zentriert eingetragen, z.B. für Februar-März auf der x-Achse an der Stelle des Februars (F) und z.B. für Februar-April auf der x-Achse an der Stelle von März (M). Die positiven Zusammenhänge sind in grün, die negativen in rot markiert. Der maximal positive (negative) Korrelationskoeffizient ist durch ein grünes (rotes) Quadrat. Gleichzeitig erscheinen diese beiden Koeffizienten als Zahlenwerte in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme; daneben befindet sich auf der zweiten Abbildungsseite eine Übersicht über die Lage der Niederschlagsregionen im Mittelmeerraum.

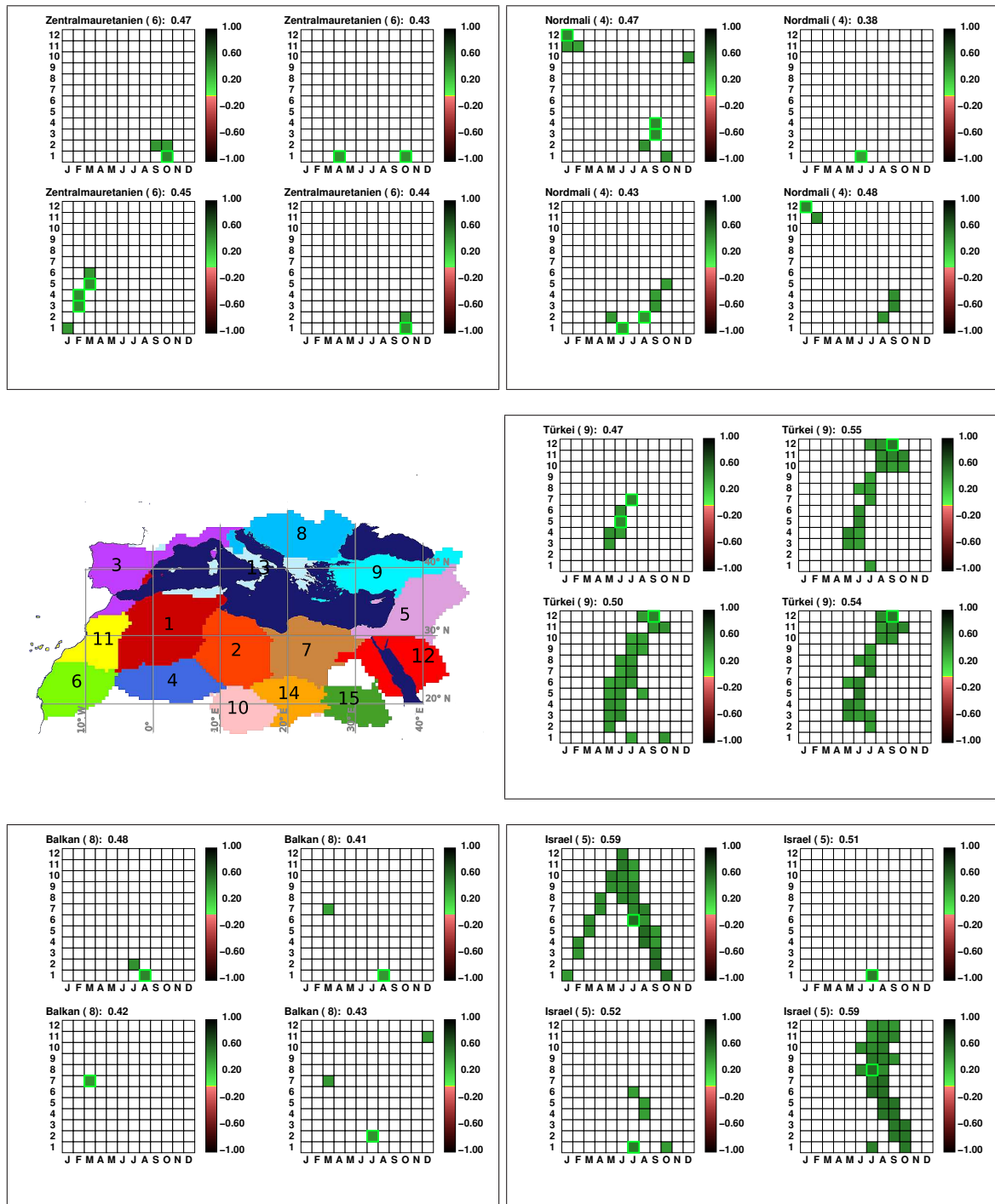


Abb. 7.9: Fortsetzung

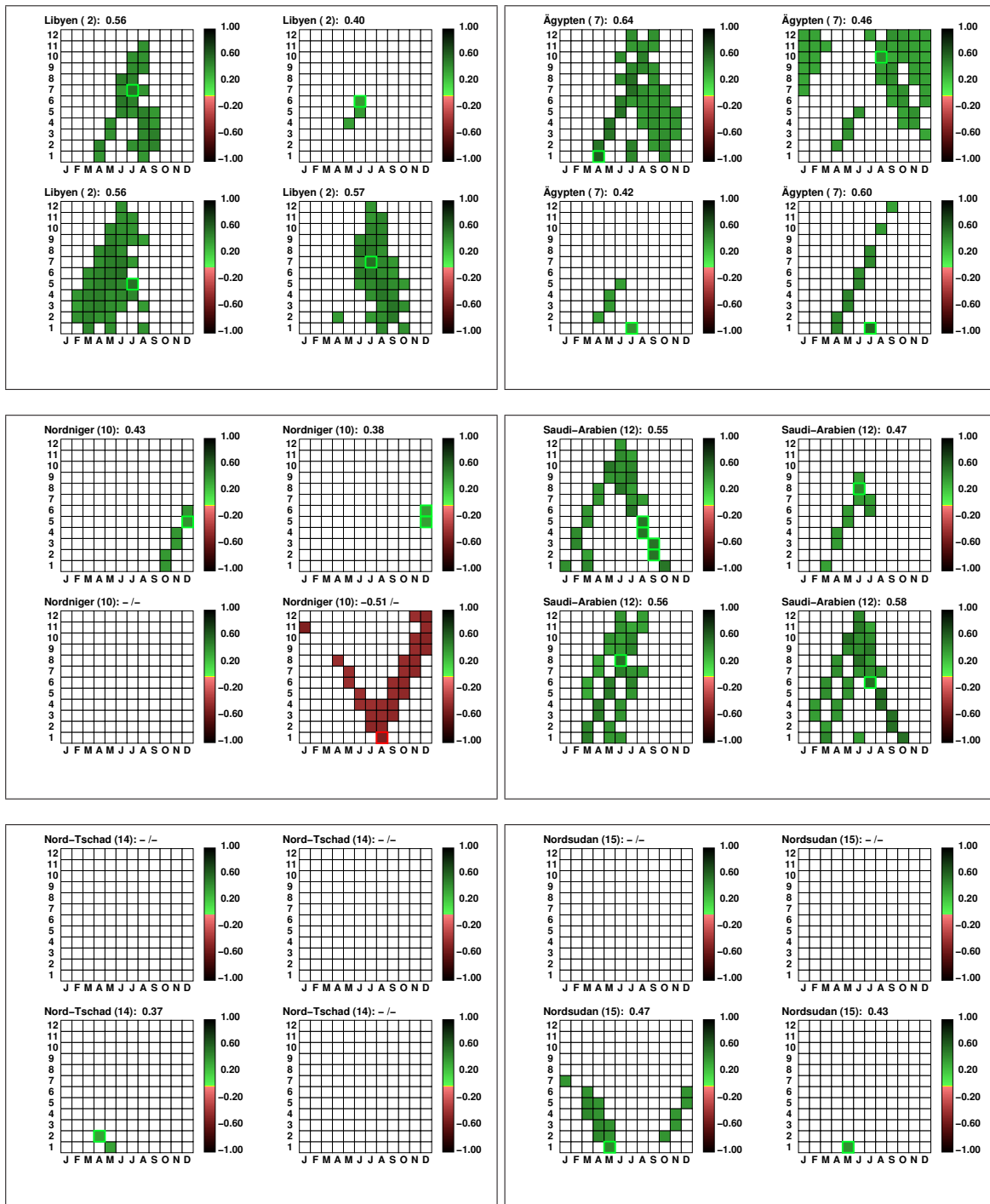


Abb. 7.9: Fortsetzung

Ebenfalls in den sommer- und herbstlichen Saisonabschnitten manifestieren sich die positiven Maximalkorrelationen, die betragsmäßig etwas niedriger als die der Westmediterranregion liegen ($r = 0.59$, Mai-Oktobermittel Israels). Mit den Niederschlagsregionen am Südsaum des Untersuchungsgebiets finden sich kaum nennenswerte Zusammenhänge. Zwei Ausnahmen stellen die Positivkopplung zwischen der Niederschlagsvariabilität im Nordsudan und SE-CL 5 im Spätfrühjahr ($r = 0.47$, Mai) sowie die Negativkopplung zwischen dem Nordniger-Niederschlag und SE-CL 8 im Spätsommer dar ($r = -0.51$, August). Für letztgenannte Region fallen die Negativkorrelationen mit SE-CL 8 betragsmäßig höher aus als die Positivkopplungen.

Insgesamt betrachtet folgen die vier Sequenz-Cluster in den Zusammenhängen zum mediterranen Niederschlag stark dem von der assoziierten SE-PC 1 vorgezeichneten Bild. Lediglich das Kopplungsmuster von SE-CL 8 erinnert, vor allem bezüglich der hohen Kopplungsintensitäten, stärker an das Korrelationsmuster von SE-PC 7 als das von SE-PC 1. Tendenziell stellen sich mit Sequenz-Cluster 1 und 8 die meisten und betragsmäßig höchsten Korrelationen ein. Gleichzeitig erzielt SE-CL 1, als der am besten mit SE-PC 1 übereinstimmende SE-Cluster, betragsmäßig leicht höhere Korrelationen mit der mediterranen Niederschlagsvariabilität als die vergleichbare SE-Hauptkomponente (SE-PC 1).

Die mediterrane Niederschlagsvariabilität im Zusammenhang mit vier SE-Clustern (SE-PC 2 assoziiert)

Abbildung 7.10 fasst die vier mit SE-PC 2 assoziierten Sequenz-Cluster SE-CL 2, 7, 10 und 15 zusammen. Auch diese vier Sequenz-Cluster vollziehen ein Korrelationsmuster in den Saisonabschnittsdiagrammen der 15 Niederschlagsregionen, das mit dem der assoziierten Sequenz-PCs vergleichbar ist.

Die vier SE-Cluster-Sequenzen gehen primär mit einer negativen Niederschlagskopplung im Frühjahr einher. Vor allem im Westmittelmeerraum etabliert sich dieser Zusammenhang zwischen allen SE-CLs und dem iberischen und nordmauretanischen Niederschlag ($r = -0.66$, März-September). Für den Algerien-Niederschlag wird ausschließlich mit einem einzigen SE-Cluster, SE-CL 2, eine nennenswerte Frühjahrskopplung beobachtet ($r = -0.58$, Februar-März). Wie bereits für SE-PC 2, manifestieren sich schwächere Negativkorrelationen auch zwischen dem iberischen Herbstniederschlag und drei der SE-Cluster ($r = -0.58$, August-November). Das indiziert Überschneidungen in der interannuellen Variabilität dieser Cluster zu den vier erläuterten, die SE-PC 1 zugeordnet sind und die ein starkes positives Signal im Herbstniederschlag hinterlassen.

Das Korrelationsmuster dieser vier SE-Cluster in den Saisonabschnittsdiagrammen des Zentral-MEDs findet Entsprechung mit dem der Westmediterranregion und weiterhin mit dem von

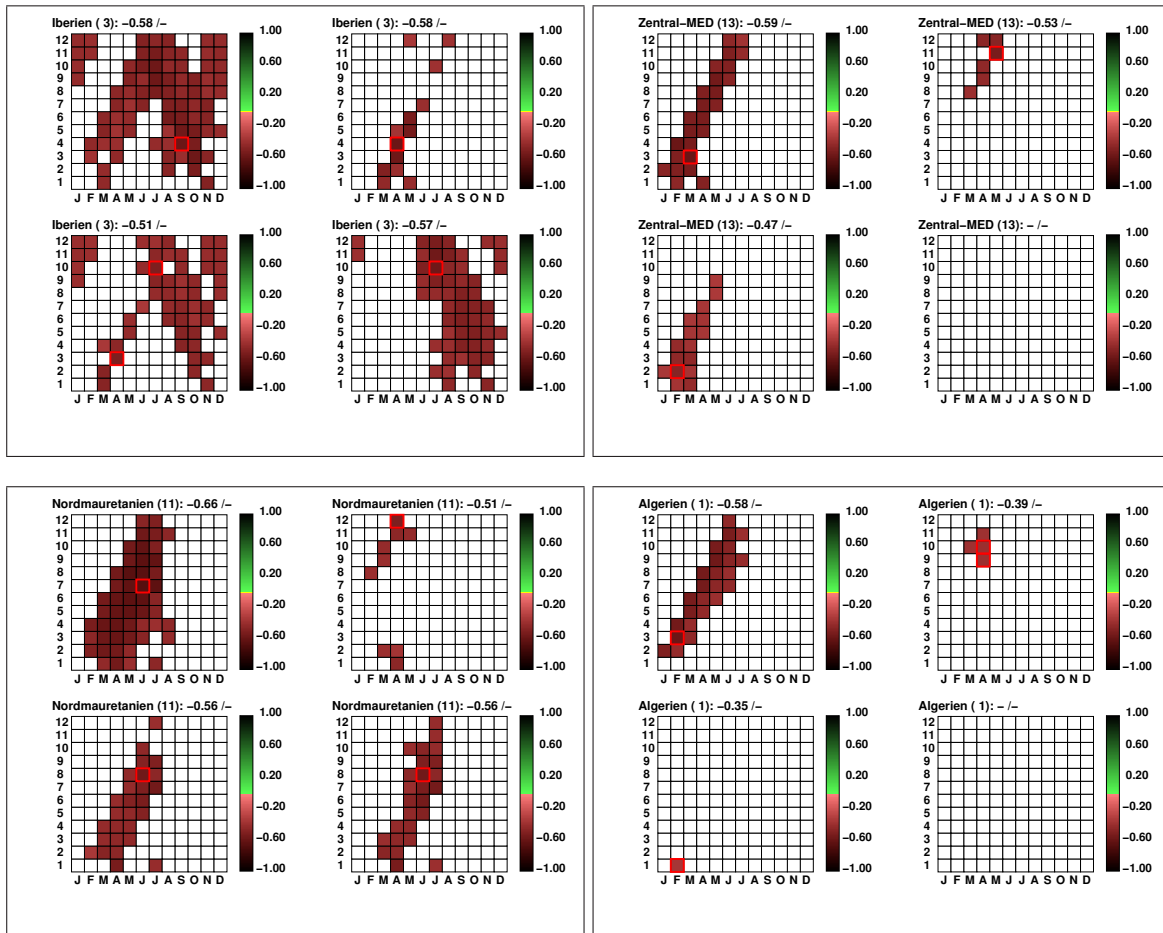


Abb. 7.10: Saisonal betragsmäßig maximale Korrelationskoeffizienten zwischen den vier SE-Clustern 2, 7, 10, und 15 und den 15 mediterranen Niederschlagsregionen; für jede Niederschlagsregion sind insgesamt vier Saisonabschnittsdiagramme (schwarz eingrahmt) dargestellt; in einer solchen 4-er Diagrammgruppe ist im Saisonabschnittsdiagramm oben links der Zusammenhang mit SE-CL 2, oben rechts der mit SE-CL 7, unten links der mit SE-CL 10 und unten rechts der mit SE-CL 15 aufgeführt; auf der y-Achse der Abschnittsdiagramme ist die Länge der Saisonabschnitte aufgetragen, die sich zwischen einem und zwölf Monaten bewegt. Auf der x-Achse befinden sich die Zentralmonate der insgesamt 144 Saisonabschnitte. Nur statistisch signifikante Korrelationskoeffizienten ($\alpha = 0.05$) sind dargestellt. Die signifikanten Korrelationskoeffizienten mit mehrmonatigen Saisonabschnitten sind zentriert eingetragen, z.B. für Februar-März auf der x-Achse an der Stelle des Februars (F) und z.B. für Februar-April auf der x-Achse an der Stelle von März (M). Die positiven Zusammenhänge sind in grün, die negativen in rot markiert. Der maximal positive (negative) Korrelationskoeffizient ist durch ein grünes (rotes) Quadrat. Gleichzeitig erscheinen diese beiden Koeffizienten als Zahlenwerte in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme; daneben befindet sich auf der zweiten Abbildungsseite eine Übersicht über die Lage der Niederschlagsregionen im Mittelmeerraum.

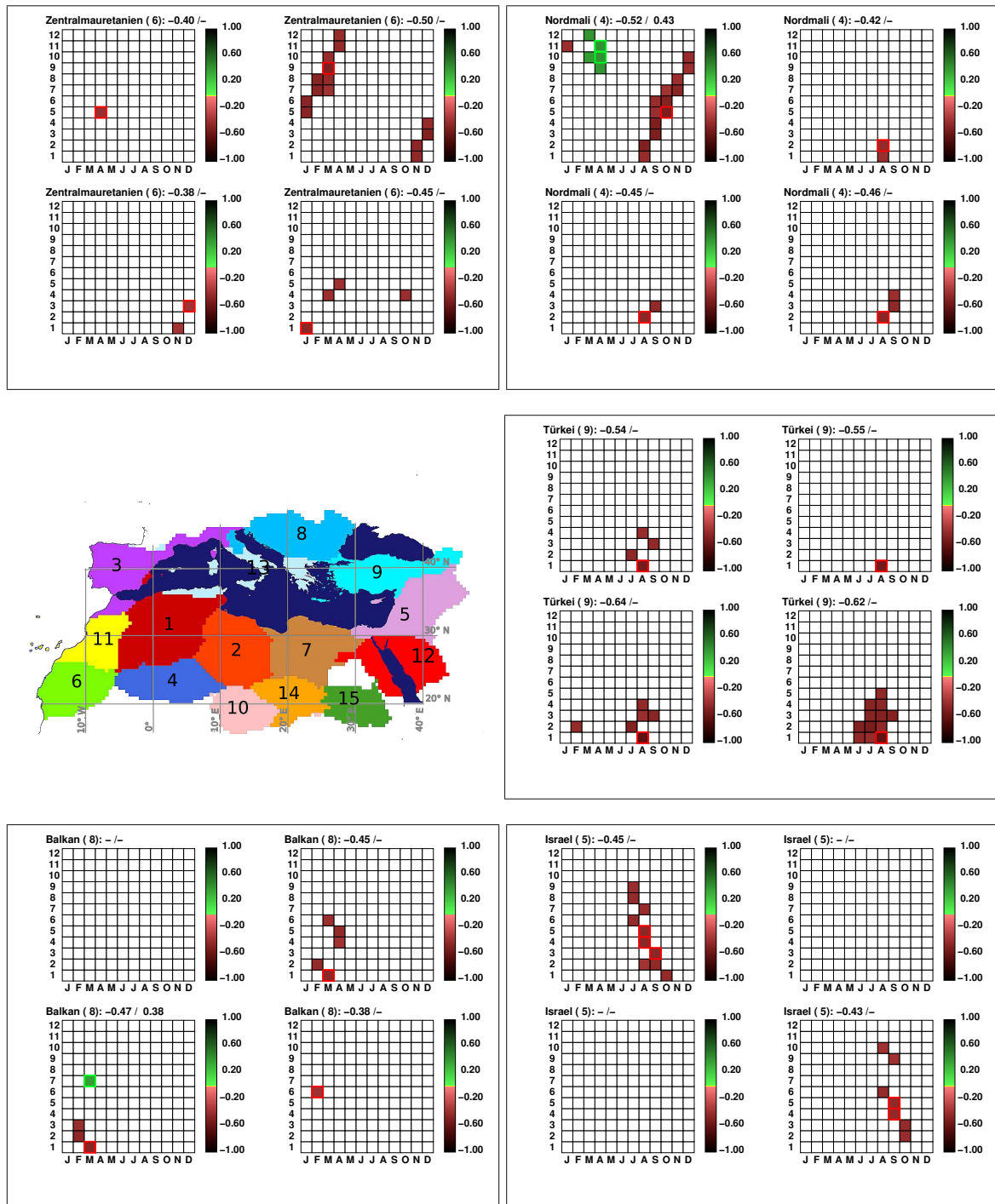


Abb. 7.10: Fortsetzung

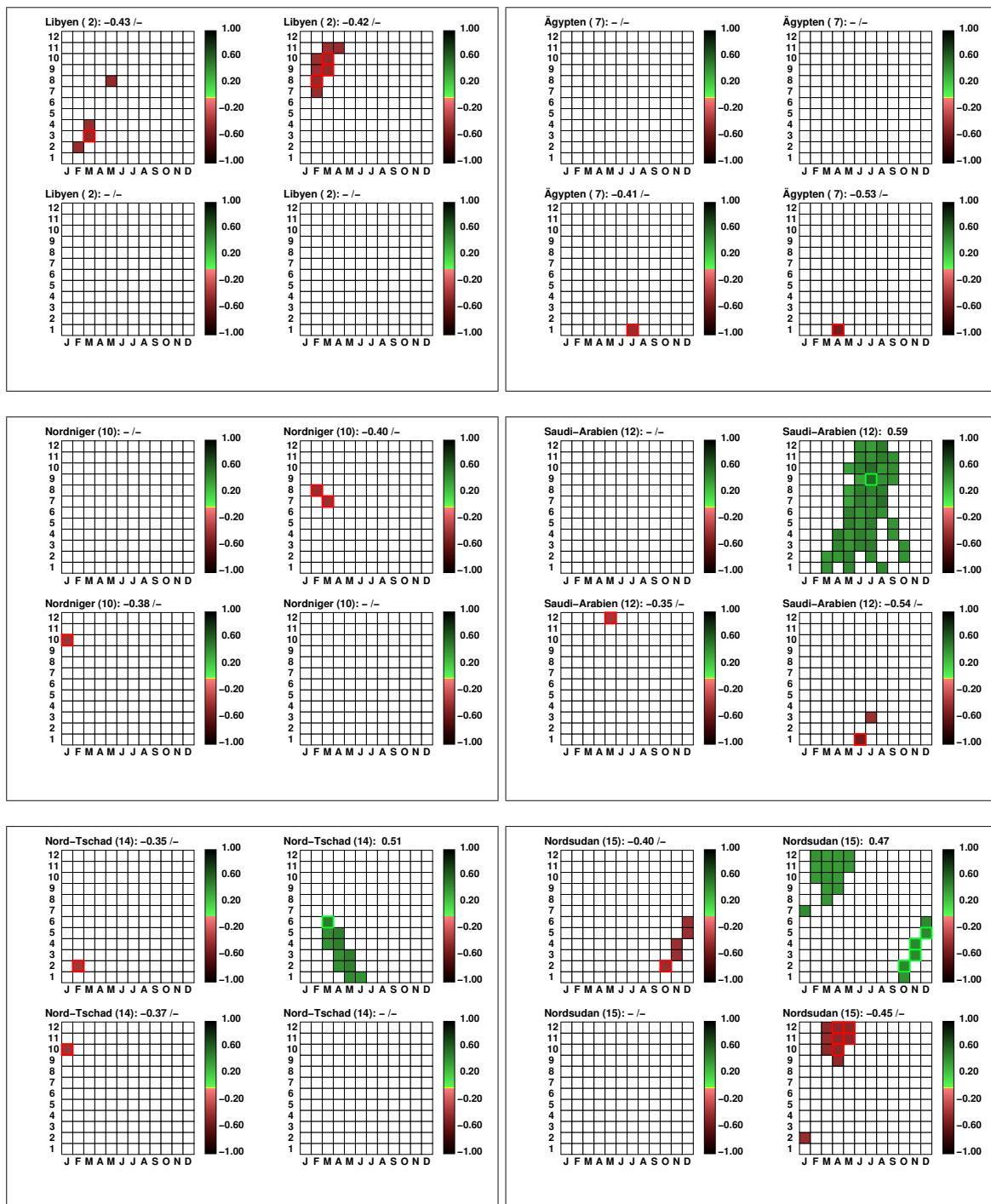


Abb. 7.10: Fortsetzung

SE-PC 2. Die sehr hohen Kopplungsbeträge überschreiten teilweise sogar die iberischen. Vor allem mit SE-CL 2 und 7 stellen sich starke Negativkorrelationen zu Jahresbeginn ein ($r = -0.59$, Februar-April). Der restliche Zentralmittelmeerraum ist kaum betroffen, lediglich in den Saisonabschnittsdiagrammen des Balkan und Libyens ($r = -0.43$, Februar-August) zeigen sich vereinzelt schwache negative Frühjahrskorrelationen. Im Nordosten eröffnen sich wiederum zwischen Türkeiniederschlag und allen vier SE-Clustern signifikante Negativzusammenhänge im Sommer ($r = -0.64$, August). In Israel lässt sich eine moderate negative Kopplung in einzelnen Herbstsaisonabschnitten nachweisen ($r = -0.45$, August-September). Saudi Arabien fällt etwas aus der Reihe als einzige Niederschlagsregion, die umfangreiche hohe Positivkorrelationen mit SE-CL 7 aufweist, maximal in den längeren Saisonabschnitten mit den sommerlichen Zentralmonaten ($r = 0.59$, März-November).

Von den Niederschlagsregionen im südlichen Teil der Untersuchungsregion sind es vor allem Nordmali ($r = -0.45$, August) und Zentralmauretanien, für die sich vereinzelt Negativkorrelationen im Sommer und Herbst einstellen. Auch für den Herbstniederschlag des Nordsudans und des Nordschads eröffnet sich eine schwache Negativkopplung mit SE-CL 2 ($r = -0.40$, Oktober). Wie bereits für Saudi-Arabien, so dominieren auch für den Nordtschad und Nordsudan ($r = 0.47$, Oktober-November) ebenfalls die Positivkopplungen betragsmäßig die negativen.

Auch hier folgen die vier mit SE-PC 2 übereinstimmenden Cluster-Sequenzen dem, durch die SE-PC vorgezeichneten Bild: vor allem für SE-CL 2 stimmt die saisonale und regionale Verteilung der signifikanten Korrelationen sowie die Höhe der Korrelationskoeffizienten sehr gut mit der von SE-PC 2 überein. Gleichzeitig ist SE-CL 2 am häufigsten und am höchsten mit dem mediterranen Niederschlag korreliert, SE-CL 7 hingegen am wenigsten zahlreich und am schwächsten.

Die mediterrane Niederschlagsvariabilität im Zusammenhang mit den SE-Clustern 4, 14 und 21

Zuletzt vereinigt Abbildung 7.11 die Saisonabschnittsdiagramme der Zusammenhänge mit den SE-Clustern 4, 14 und 21. SE-CL 4 und 21 sind, wie die eben erläuterten vier SE-Cluster, allerdings mit etwas geringerer Entsprechung, SE-PC 2 am ähnlichsten. SE-CL 14 wird mit moderater Ähnlichkeit SE-PC 3 zugeordnet.

Das Korrelationsmuster der drei SE-Cluster wirkt auf dem ersten Blick diffuser als die bisher diskutierten, übergreifende Raumstrukturen bilden sich nur unscharf heraus. Mit den SE-Clustern 4 und 14 stellen sich primär Negativkorrelationen ein - allerdings nicht, wie für SE-PC 2, vorwiegend mit dem Frühjahrsniederschlag, sondern mit dem Niederschlag im Herbst.

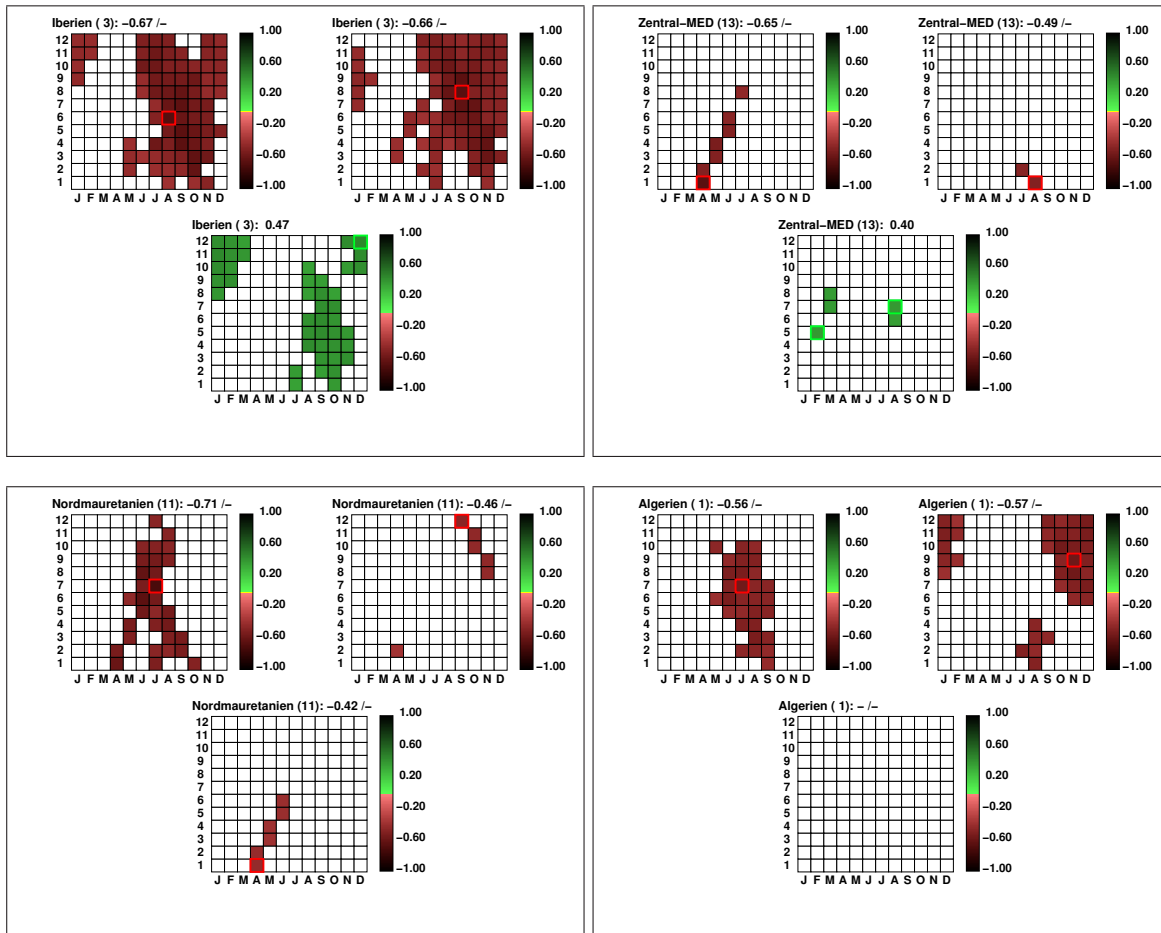


Abb. 7.11: Saisonal betragsmäßig maximale Korrelationskoeffizienten zwischen den drei SE-Clustern 3, 14, und 21 und den 15 mediterranen Niederschlagsregionen; für jede Niederschlagsregion sind insgesamt drei Saisonabschnittsdiagramme (schwarz eingrahmt) dargestellt; in einer solchen 3-er Diagrammgruppe ist im Saisonabschnittsdiagramm oben links der Zusammenhang mit SE-CL 4, oben rechts der mit SE-CL 14 und unten links der mit SE-CL 21 aufgeführt; auf der y-Achse der Abschnittsdiagramme ist die Länge der Saisonabschnitte aufgetragen, die sich zwischen einem und zwölf Monaten bewegt. Auf der x-Achse befinden sich die Zentralmonate der insgesamt 144 Saisonabschnitte. Nur statistisch signifikante Korrelationskoeffizienten ($\alpha = 0.05$) sind dargestellt. Die signifikanten Korrelationskoeffizienten mit mehrmonatigen Saisonabschnitten sind zentriert eingetragen, z.B. für Februar-März auf der x-Achse an der Stelle des Februars (F) und z.B. für Februar-April auf der x-Achse an der Stelle von März (M). Die positiven Zusammenhänge sind in grün, die negativen in rot markiert. Der maximal positive (negative) Korrelationskoeffizient ist durch ein grünes (rotes) Quadrat hervorgehoben. Gleichzeitig erscheinen diese beiden Koeffizienten als Zahlenwerte in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme; daneben befindet sich auf der zweiten Abbildungsseite eine Übersicht über die Lage der Niederschlagsregionen im Mittelmeerraum.

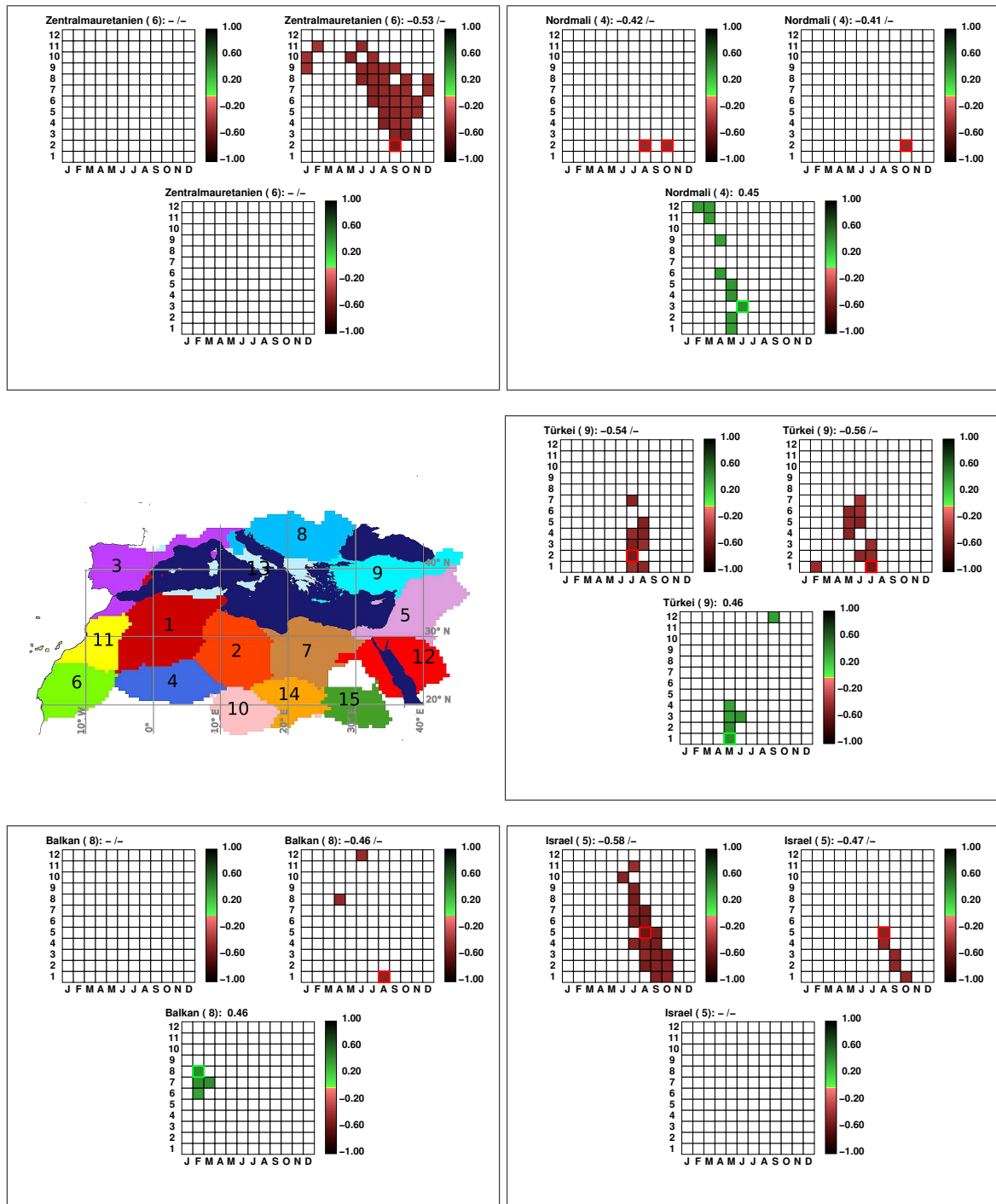


Abb. 7.11: Fortsetzung

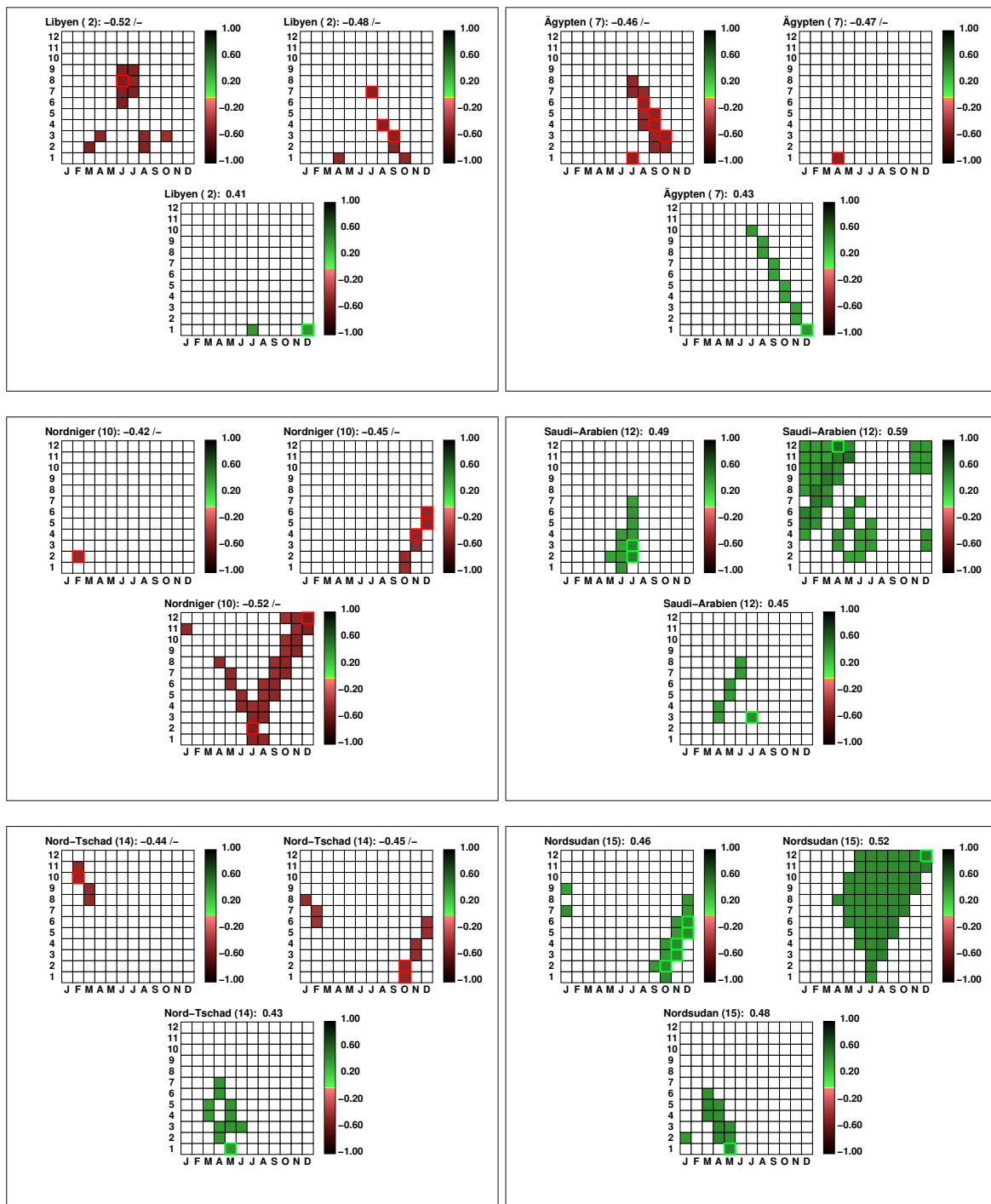


Abb. 7.11: Fortsetzung

Das gilt sowohl für Iberien, Algerien und Nordmauretanien ($r = -0.71$, April-Oktober) im Westmittelmeerraum, als auch für Israel ($r = -0.58$, Juni-Oktober) und Ägypten in der Ostmediterraneanregion. Nur für die Niederschlagsregion Zentral-MED manifestieren sich Negativkorrelationen ausschließlich im Frühjahr ($r = -0.65$, Mai). Der Balkan zeigt, ähnlich wie Libyen im Süden, verstreut einzelne Negativkorrelationen ohne deutlichen jahreszeitlichen Schwerpunkt. Der Sommerniederschlag der Türkei ist, vergleichbar mit SE-PC 2, durchwegs negativ korreliert ($r = -0.56$, Juli). Für Saudi Arabien sind die Positivkorrelationen mit SE-CL 4 und SE-CL 14 die betragsmäßig maximalen - anders als für die meisten anderen Niederschlagsregionen. Vor allem im Sommer stellt sich ein Kopplungsschwerpunkt mit betragsmäßig maximalen Korrelationen ein. Für den Nordsudan gilt dasselbe für den Herbst. Hier fallen vor allem die zahlreichen Positivkorrelationen mit dem Sequenz-Cluster 14 in den Saisonabschnitten mit sommerlichen Zentralmonaten auf, die dennoch eher moderat ausfallen ($r = -0.52$, Juli-Junimittel). Gleichzeitig ist der Herbstniederschlag des Nordtschads und Nordsudans negativ mit den beiden SE-Clustern gekoppelt.

Der Sequenz-Cluster 21 scheint von untergeordneter Bedeutung zu sein. Die generell positiven Korrelationen überschreiten den Betrag von $|r| = 0.5$ nie. Auch kann kein zeitlicher Auftrittsschwerpunkt ausgemacht werden. Es treten signifikante Positivkorrelationen sowohl im Frühjahr (Balkan, Nordmali) als auch im Sommer (Nordsudan, Nordtschad, Türkei) sowie auch im Herbst (Ägypten, Iberien) auf. Auf Grund der eher niedrigen Kopplungsbeträge findet dieser Sequenz-Cluster keine weitere Beachtung mehr.

Es lässt sich zusammenfassen, dass die Sequenz-Cluster sowohl hinsichtlich der saisonalen und regionalen Verteilung der signifikanten Korrelationen als auch bezüglich der Kopplungsintensitäten ein mit den Sequenz-PCs übereinstimmendes Bild abliefern. Obwohl die SE-Cluster die interannuellen Variabilitätssignale im Luftdruckfeld in Form von mehreren sich ähnlichen Sequenz-Clustern stärker differenzieren, wiederholen sich dieselben Korrelationsmuster in vergleichbaren SE-Clustergruppen häufig mehrfach. Dabei werden die Korrelationsbeträge der Sequenz-PCs, von denen der SE-Cluster nicht systematisch übertroffen. Insgesamt werden mit beiden Sequenz-Modi durchaus zum Teil bemerkenswerte Kopplungsbeträge erzielt, trotz der Tatsache, dass ganze Fernkopplungsmusterabfolgen durch die Sequenz-Zeitreihen repräsentiert werden. Da die Sequenz-Cluster kein deutlich besseres Ergebnis in der Kopplung mit der mediterranen Niederschlagsvariabilität vorweisen als die Sequenz-PCs wird die inhaltliche Interpretation der Sequenzen in erster Linie am Beispiel der Sequenz-PCs vollzogen. Für diese wurde festgestellt, dass sich Unterschiede in den Zusammenhängen zum Niederschlag am deutlichsten im zeitlichen Kopplungsschwerpunkt manifestieren: während SE-PC 1, 3 und 7 primär die statistische Beziehung zum mediterranen Sommer- und Herbstniederschlag abbilden, be-

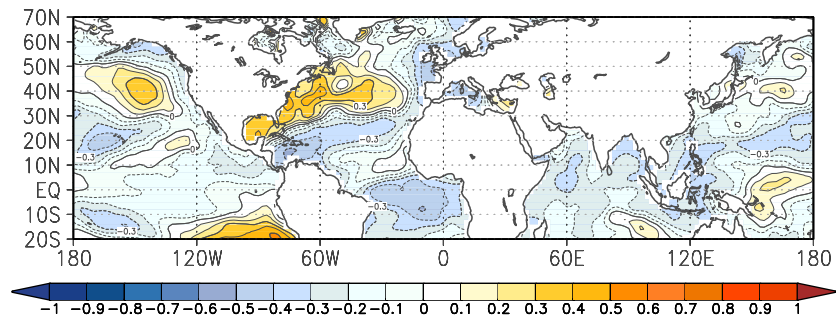
schreibt SE-PC 2 im Gegensatz dazu die Frühjahrszusammenhänge. Von den drei erstgenannten Sequenz-PCs ist SE-PC 7 am besten mit der Variabilität zahlreicher Niederschlagsregionen korreliert, gefolgt von SE-PC 2. Mit SE-PC 3 stellen sich zahlenmäßig die wenigsten und gleichzeitig die niedrigsten Koeffizientenbeträge ein.

7.2.4 Unterschiede zwischen den Sequenzen im Bezug auf Phasen des ENSO-Zyklus

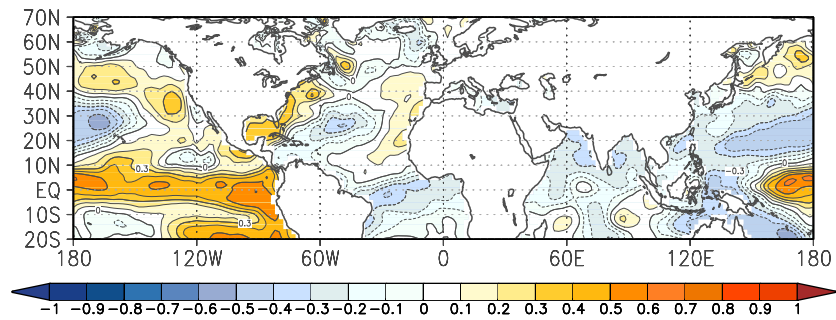
Nicht nur im Zusammenhang mit der mediterranen Niederschlagsvariabilität, sondern auch im Schwankungszusammenhang mit der NINO3.4-Index-Zeitreihe manifestieren sich unterschiedliche zeitliche Kopplungsschwerpunkte für die fokussierten vier Sequenz-PCs bzw. die assoziierten Sequenz-Cluster. Es stellt sich demnach die Frage, ob und inwieweit die verschiedenen Sequenzen mit unterschiedlichen Zyklusphasen der *El Niño-Southern Oscillation* einhergehen. Infolgedessen wurden sie im Bezug auf ENSO-relevante SST-Muster und SST-Anomalien hin untersucht. Zunächst wurde für jede der vier Sequenz-PCs 1, 2, 3 und 7 die Geopotentialniveau-Zeitreihe der maximalen Kopplung mit dem NINO3.4-Index ermittelt. Diese Zeitreihen wurden anschließend mit den nordhemisphärischen und tropischen Meeresoberflächentemperaturen der jahreszeitlichen Zentralmonate Januar, April, Juli und Oktober korreliert. Die Abbildungen 7.12, 7.13, 7.14 und 7.15 stellen die SST-Korrelationskarten für die vier SE-PCs vergleichend gegenüber.

SE-PC 1 scheint die Entstehungsphasen von ENSO-Warm- bzw. Kaltereignissen abzubilden (vgl. Abb. 7.12). In der Januarkorrelationskarte treten im tropischen Zentralpazifik keine statistisch signifikanten Korrelationen auf. Ab April lassen sich dann in der charakteristischen zentralpazifischen ENSO-SST-Anomaliezone signifikante Korrelationen ausmachen. Diese intensivieren sich über den Sommer hin und erreichen im Oktober Maximalbeträge (vgl. Abb. 7.12d). Im Juli zeigen die gegensätzlichen Korrelationsregionen im West- und Ostindien das Anomalieemuster des *Indian Ocean Dipole* an, der sich während des Entwicklungsstadiums von ENSO-Extremphasen abzeichnet (Saji et al. 1999, Alexander et al. 2002).

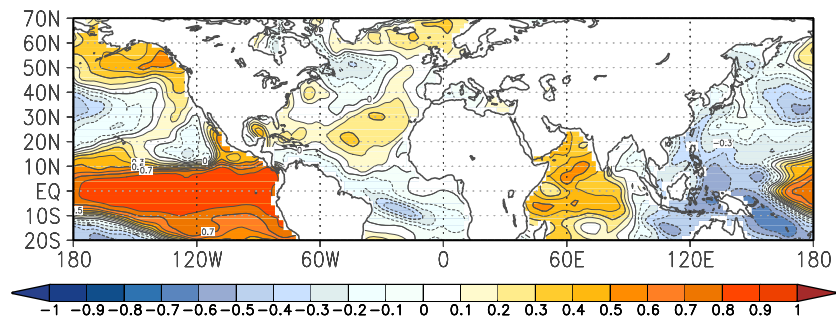
SE-PC 2 erscheint wie das „Anschlussmuster“ an SE-PC 1 (vgl. Abb. 7.13). Denn die charakteristische zentralpazifische ENSO-Korrelationsregion ist zu Sequenzbeginn, im Januar, ausgeprägt. Das ist gleichzusetzen mit dem Reifestadium von ENSO-Extremphasen, das sich zu meist in den Monaten Dezember und Januar einstellt. Im weiteren Jahresverlauf schwächt sich die zentralpazifische Korrelationsregion ab. Im April sind außerdem im subtropischen Atlantik und im tropischen Indien starke positive Korrelationsgebiete ausgebildet. In beiden Ozeanen wer-



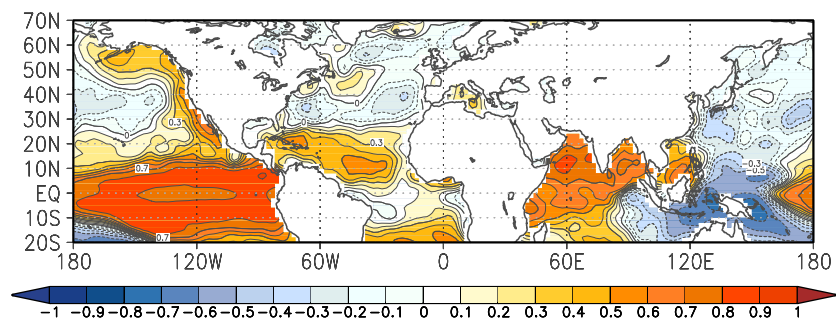
(a) Januar



(b) April



(c) Juli



(d) Oktober

Abb. 7.12: Korrelationskarten zwischen den nordhemisphärischen und tropischen Meeresoberflächentemperaturen und der 600 hPa-Zeitreihe von SE-PC 1 für den Januar (a), April (b), Juli (c) und Oktober (d). Der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen.

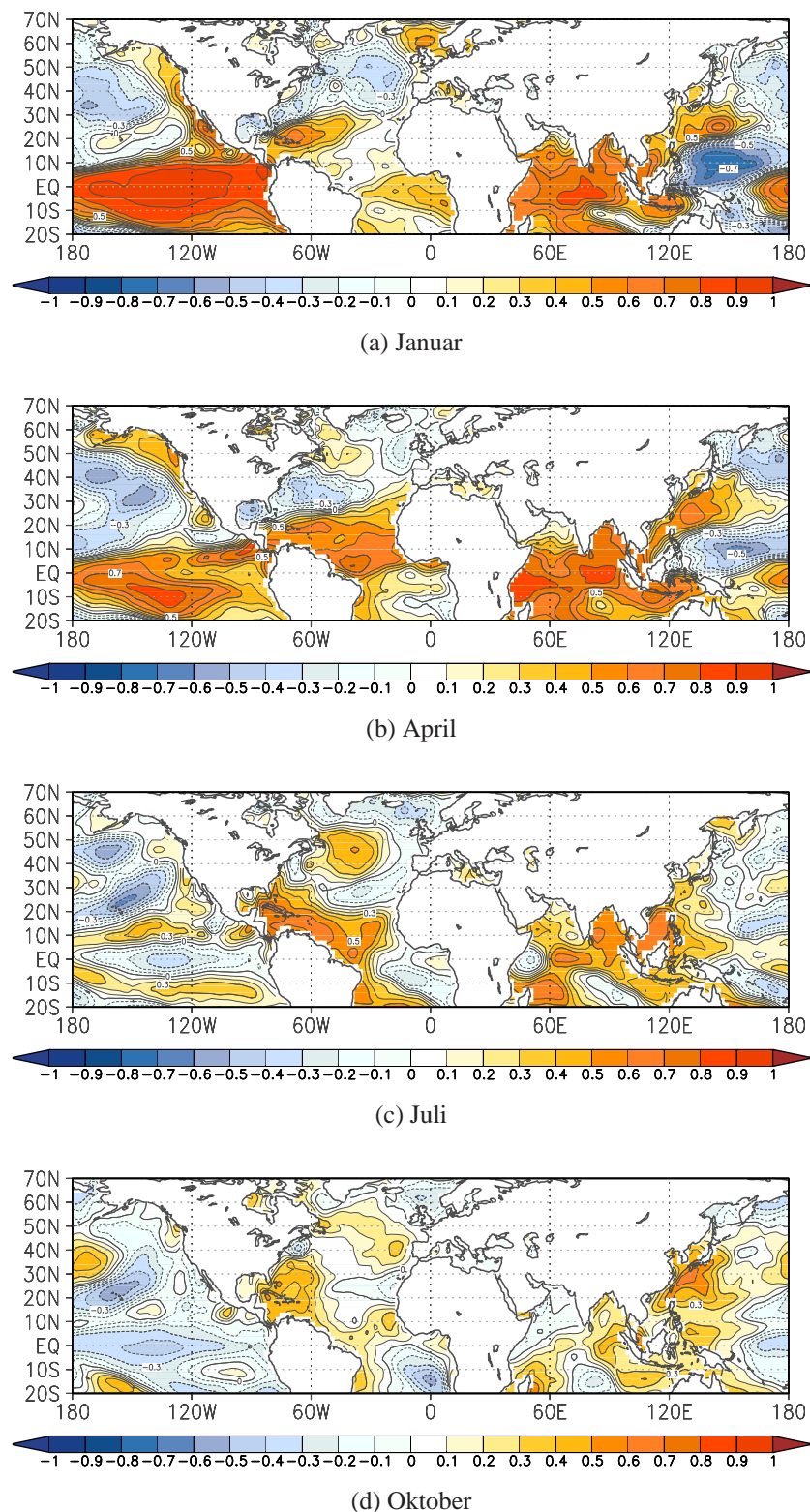
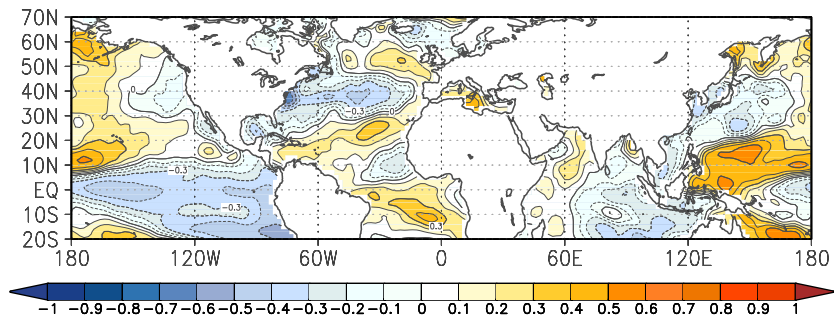
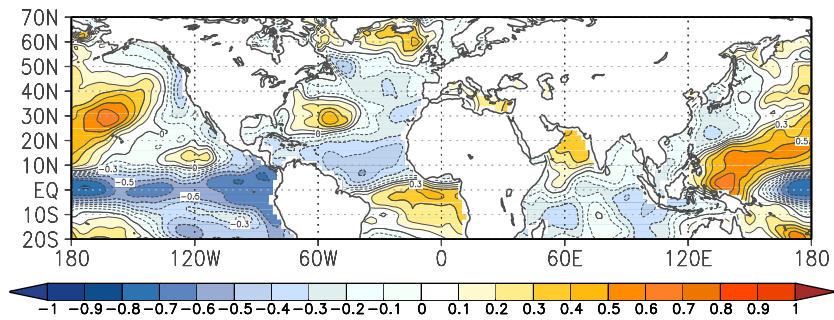


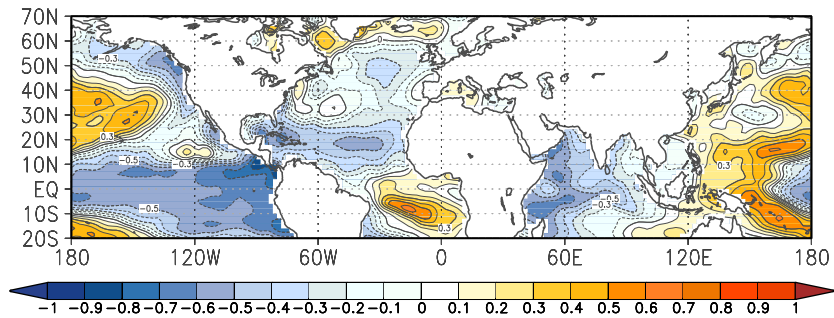
Abb. 7.13: Korrelationskarten zwischen den nordhemisphärischen und tropischen Meeresoberflächentemperaturen und der 600 hPa-Zeitreihe von SE-PC 2 für den Januar (a), April (b), Juli (c) und Oktober (d). Der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen.



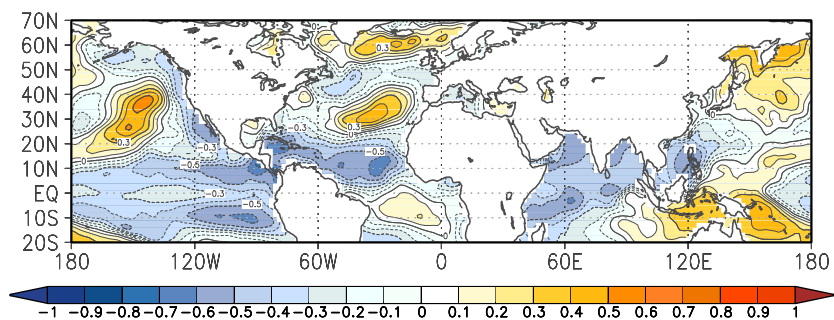
(a) Januar



(b) April



(c) Juli



(d) Oktober

Abb. 7.14: Korrelationskarten zwischen den nordhemisphärischen und tropischen Meeresoberflächentemperaturen und der 1000 hPa-Zeitreihe von SE-PC 3 für den Januar (a), April (b), Juli (c) und Oktober (d). Der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen.

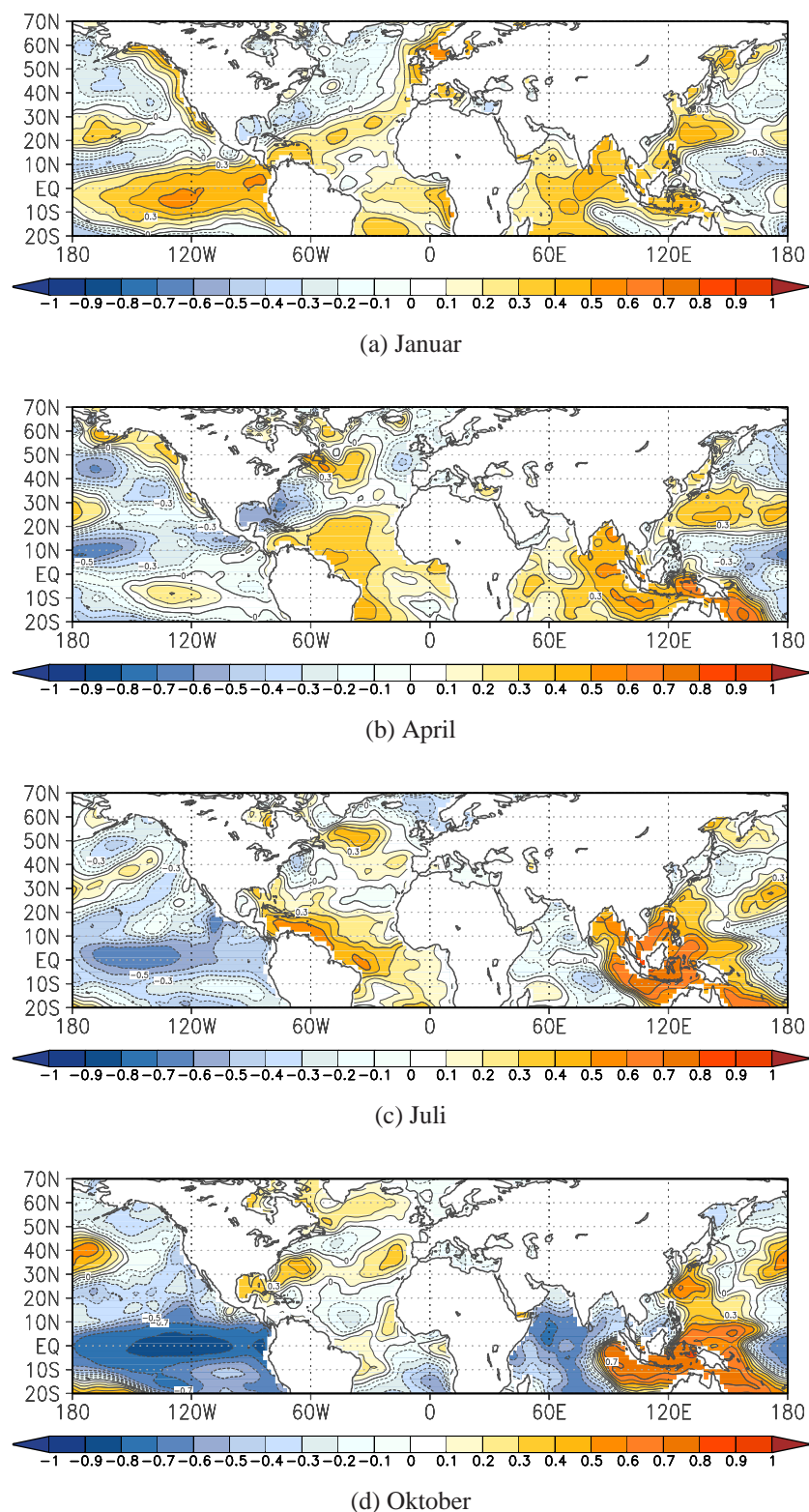


Abb. 7.15: Korrelationskarten zwischen den nordhemisphärischen und tropischen Meeresoberflächentemperaturen und der 200 hPa-Zeitreihe von SE-PC 7 für den Januar (a), April (b), Juli (c) und Oktober (d). Der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen.

den die Temperaturanomalienmuster angezeigt, die mit einem Zeitversatz von einigen Monaten auf ENSO-Extremphasen hin beobachtet werden (Alexander et al. 2002). Diese Temperaturanomalien im subtropischen Atlantik wurden im Rahmen der vorliegenden Arbeit bereits bei der Diskussion des Nordatlantischen Tripols behandelt. Von den beiden Auftrittsschwerpunkten des Tripols im Januar und März wurde der letztgenannte in den Kontext der atlantischen SST-Erwärmung im Zuge der ENSO-Variabilität eingeordnet. Diese Hypothese wird hier mit einer völlig anderen Analysekonfiguration und Methode untermauert. Die Korrelationskoeffizienten in sämtlichen positiv gekoppelten Ozeanoberflächenregionen schwächen sich über den Sommer hin ab. Im Oktober treten dann im Zentralpazifik schwache Negativkorrelationen auf und kündigen möglicherweise die Entwicklung der gegensätzlichen ENSO-Zyklusphase an.

In den Korrelationskarten von SE-PC 7 tritt dieser Vorzeichenwechsel im zentralen tropischen Pazifik noch deutlicher in Erscheinung (s. Abb. 7.15). Zu Sequenz-Beginn prägen schwache Positivkorrelationen dort das Bild, die im weiteren Jahresverlauf von sich aus dem Westpazifik ausbreitenden Negativkorrelationen verdrängt werden. Im Oktober ist dann eine starke Korrelationszunge im Zentralpazifik ausgebildet, wie sie sich auch in der Oktoberkorrelationkarte von SE-PC 1 zeigt, mit dem Unterschied, dass die konstituierenden Korrelationen mit negativem Vorzeichen versehen sind. Während also SE-PC 7 bei einem Vorzeichenwechsel im Zentralpazifik nur schwache Positivkorrelationen am Sequenzbeginn verzeichnet und dafür starke negative am Sequenzende, verhält sich das für SE-PC 2 umgekehrt. Die starken Positivkorrelationen zu Sequenzbeginn dominieren die schwachen negativen am Sequenzende.

Anders verhält es sich in den SST-Korrelationskarten von SE-PC 3: sowohl zu Sequenzbeginn als auch am Sequenzende treten im zentralen tropischen Pazifik Negativkorrelationen auf (Abb. 7.14). Ab April zeigt sich ein schmales Korrelationsband am Äquator, das bis zum Juli in den Ostpazifik „wandert“ und den mittel- und südamerikanischen Kontinentalrand erreicht. Zwischen Juli und Oktober vergrößert sich die negative Korrelationsregion im tropischen Pazifik und vor der peruanischen Küste. Im Oktober sind im Ostpazifik dann zwei schwächere Korrelationsbereiche wenige Breitengrade nördlich und südlich vom Äquator entfernt zu erkennen. Sie muten wie in den Zentralpazifik rückwandernde Rossbywellen an, nach einer Reflexion am östlichen Pazifikbeckenrand, wie sie beispielsweise in der Theorie des *Delayed Oscillator-Mechanismus* beschrieben und in Kapitel 3.2.2 schematisch in Abbildung 3.6 eingezeichnet sind.

Die intraannuelle Modifikation des interannuellen Variabilitätssignals der vier Sequenz-PCs geht also tatsächlich mit unterschiedlichen Entwicklungsphasen im ENSO-Zyklus einher. Dabei stehen die Luftdruckanomalien von SE-PC 1 mit der Entstehungsphase- und die von SE-PC 2

mit dem Ausklingen von ENSO-Extremphasen in Verbindung. Im Verlauf der SE-PC 2- und der SE-PC 7-Sequenzabfolgen manifestiert sich ein Vorzeichenwechsel im Zentralpazifik. Während SE-PC 7 aber stärker die Entwicklung einer gegensätzlichen Extremphase am Sequenzende zu repräsentieren scheint, fällt SE-PC 2 mehr die Rolle des Ausklingens einer Extremphase am Sequenzbeginn zu. Die SE-PC 3-Luftdruckanomalien bilden über den Jahresverlauf anhaltende Extremphasen ab mit stärksten zentralpazifischen Kopplungsbeträgen im Frühjahr und Sommer.

Zwar deutet die Projektion der vier verschiedenen Sequenz-Hauptkomponenten auf die nordhemisphärischen und tropischen Meeresoberflächentemperaturen bereits darauf hin, dass die vier Sequenzen mit unterschiedlichen Phasen im ENSO-Zyklus in Verbindung stehen. Aus den SST-Korrelationskarten lässt sich aber nicht ablesen, ob die dargestellten ENSO-lastigen Korrelationsmuster tatsächlich mit ausreichend hohen Temperaturanomalien im Zentralpazifik einhergehen, um Entwicklungszyklen von ENSO-Extremphasen - realisiert als El Niño- und La Niña-Events - zu postulieren. Deshalb wurden ergänzend die Temperaturanomalien in der NINO3.4-Region in den Anomaliejahren der Sequenz-PCs analysiert. Dabei wurde der Vorgehensweise des *Climate Prediction Centers* der NOAA gefolgt: nach deren Definition wird eine zentralpazifische Warm- bzw. Kaltphase dann als ENSO-Extremereignis ausgewiesen, wenn in der NINO3.4-Region eine Temperaturabweichung von $\geq 0.5^\circ \text{C}$ bzw. $\leq -0.5^\circ \text{C}$ ² in fünf aufeinanderfolgenden (gleitenden) Dreimonatsmitteln anhält. Dementsprechend wurden die Temperaturanomalien des NINO3.4-Index relativ zum Mittelwert des Untersuchungszeitraums (1951-1999) für die gleitenden 3-Monatsmittel in den positiven ($> 1 \text{ SD}$) und negativen ($< -1 \text{ SD}$) Anomaliejahren der vier verschiedenen SE-PCs bestimmt. Das Ergebnis ist in Abbildung 7.16 dargestellt. Es lässt sich ablesen, dass sowohl in den positiven (rote Säulen) als auch in den negativen (blaue Säulen) Anomaliejahren aller vier Sequenz-PCs der kritische Schwellenwert von $|0.5|^\circ \text{C}$ in jeweils mindestens fünf aufeinanderfolgenden Saisonabschnitten über- bzw. unterschritten wird. Alle vier SE-Hauptkomponenten können demzufolge mit unterschiedlichen Entwicklungsstadien des ENSO-Zyklus in Verbindung gebracht werden. In den Anomaliejahren von SE-PC 1, das bestätigt die obere Teilabbildung (Abb. 7.16a), bahnen sich ab etwa dem April-Juni-Saisonabschnitt ENSO-Events an. Ebenfalls klingen am Sequenzbeginn von SE-PC 2 extreme ENSO-Warm- und Kaltphasen aus (vgl. Abb. 7.16b). Darüber hinaus können sich in positiven Anomaliejahren dieser Sequenz im Jahresverlauf erneut La Niña-Ereignisse entwickeln, nicht aber El Niño-Events. In den positiven Anomaliejahren von SE-PC 3 klingen ebenfalls La Niña-Ereignisse aus. In den anomal negativen Jahren (s. Abb. 7.16c) hingegen herrscht ein ganzjähriges El Niño-Ereignis vor mit einem zentralpazifischen Temperaturmaximum im

²relativ zum Mittelwert 1971-2000

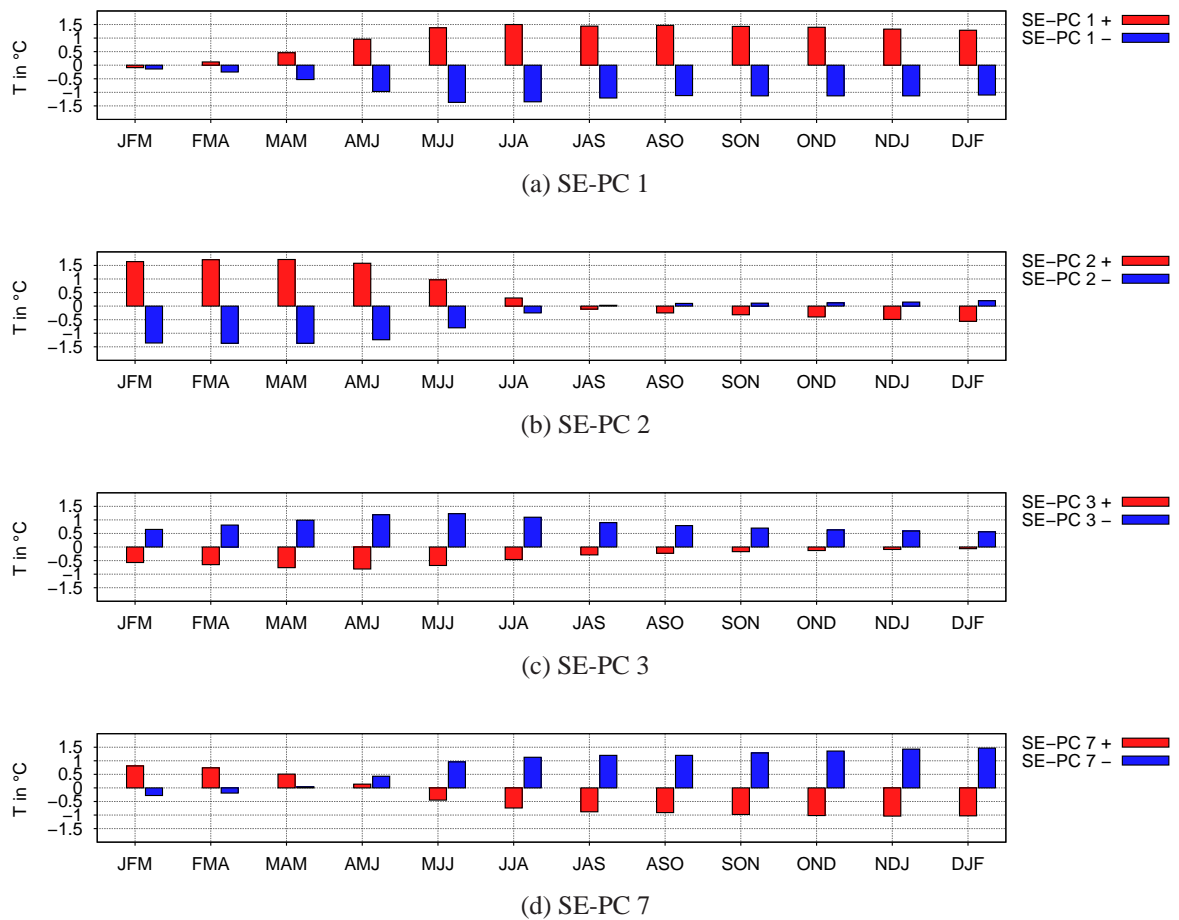


Abb. 7.16: Saisonale Anomalien des NINO3.4-Index (in °C) in anomal positiven (rote Säulen) bzw. anomal negativen (blaue Säulen) Jahren von SE-PC 1 (a), SE-PC 2 (b), SE-PC 3 (c) und SE-PC 7 (d) in dreimonatigen, sich überlappenden Saisonabschnitten zwischen Januar-März (JFM) und Dezember-Januar (DJF).

Mai-Juli. Im Jahresverlauf von SE-PC 7 entwickeln sich, ähnlich wie in dem von SE-PC 1, El Niño- bzw. La Niña-Ereignisse. Abbildung 7.16d verdeutlicht jedoch den Unterschied zur SE-PC 1-Sequenz: in anomal SE-PC 1-Jahren wird zu Sequenz-Beginn die 0.5°C-Marke nicht über- bzw. unterschritten, wohingegen in anomal negativen SE-PC 7-Jahren zu Sequenz-Beginn ein El Niño-Ereignis ausgebildet ist, in anomal positiven Jahren aber kein vorherrschendes La Niña-Event ersichtlich wird.

An Hand der Jahre, in denen die *Scores* der jeweiligen SE-PCs maximal positiv bzw. maximal negativ ausfallen, lässt sich nachprüfen, inwieweit diese skizzierten „mittleren“ Entwicklungen mit real ablaufenden ENSO-Extremphasen übereinstimmen. Für SE-PC 3 stimmt die skizzierte Entwicklung sowohl des Jahres mit dem maximal positiven (1996) als auch des Jahres mit

dem maximal negativen (1987) *Score*-Wert, mit den vom CPC³ für diese Jahre ausgewiesenen Entwicklungsverläufen überein. Vor allem für das Jahr 1987 ist diese Übereinstimmung überraschend, denn es ist das einzige Jahr zwischen 1950 und 1999, in dem (laut CPC) ein ganzjährig anhaltendes El Niño-Ereignis auftritt. Für die anderen drei SE-PCs entsprechen jeweils nur die Jahre mit dem maximal positiven *Score*-Wert den CPC-ENSO-Abläufen. In den Entwicklungsgängen der Jahre mit maximal negativem *Score*-Wert werden zum Teil Abweichungen festgestellt. Beispielsweise wird vom CPC für das Jahr 1999, das den maximal negativen SE-PC 2-*Score*-Wert aufweist, das Anhalten eines La Niña-Ereignisses über das Jahr hinweg festgestellt. Der mittlere SE-PC-2 Ablauf der Negativjahre in Abbildung 7.16b zeichnet jedoch das Ausklingen einer La Niña-Phase nach. Die Oszillationsphasen der *El Niño-Southern Oscillation* folgen demnach keinem so streng linearem Verlauf, wie es die SE-Hauptkomponenten festhalten. Das lenkt den Blick auf die Sequenz-Cluster, die solche Nicht-Linearitäten erfassen können.

So wurde das gleiche Prozedere der Temperaturanomaliebetrachtung in anomalen SE-CL-Jahren auch für die elf Sequenz-Cluster nachvollzogen. Es wurden also die mittleren Zustände des NINO3.4-Index in positiven und negativen Anomaliejahren ($> 1SD$ bzw. $< -1SD$) der ENSO-gekoppelten elf SE-Cluster für alle überlappenden dreimonatigen Saisonabschnitte ermittelt. Anstatt die Resultate, wie im Falle der SE-Hauptkomponenten, in Säulendiagrammen abzubilden, werden sie überblicksartig in Tabelle 7.4 aufgeführt. Die positiven Anomaliejahre sind mit einem Stern (★) symbolisiert, die negativen mit einem Dreieck (\triangle). Insgesamt vier unterschiedliche Entwicklungsstadien der ENSO können in den positiven und negativen Anomaliejahren der SE-Cluster realisiert sein: die Entstehung und das Ausklingen von El Niño-Ereignissen (EN/DEVELOP, zweite Spalte und EN/DECAY, vierte Spalte) sowie die Entwicklung und das Ende von La Niña-Ereignissen (LN/DEVELOP, dritte Spalte und LN/DECAY, fünfte Spalte). SE-CL 1 und SE-CL 3 gehen demnach beispielsweise in ihren positiven Anomaliejahren mit sich anbahnenden El Niño-Ereignissen einher (★ in zweiter Spalte von Tab. 7.4); in den negativen Anomaliejahren beider SE-Cluster beginnt die Ausbildung eines La Niña-Events (\triangle in der dritten Spalte von Tab. 7.4). In den positiven Anomaliejahren der beiden SE-Cluster 2 und 7 klingen Extremphasen aus, bei gleichzeitiger Entwicklung von La Niña-Ereignissen in den anomal negativen SE-CL-Jahren. SE-CL 4, 10, 8 und 15 markieren Phasenwechsel innerhalb des ENSO-Zyklus. In den Anomaliejahren der Sequenz-Cluster 14 und SE-CL 21 zeichnet sich das Ende von El Niño- und La Niña-Ereignissen ab, wobei sowohl der positive als auch der negative Modus in die erneute Ausbildung von La Niña-Events mündet. In den Anomaliejahren von SE-CL 5 werden anhaltende ENSO-Extremereignisse mit Temperaturmaxima bzw. -minima im

³Climate Prediction Center der NOAA

Tab. 7.4: Gruppierung der hoch mit dem NINO3.4-korrelierten elf Sequenz-Cluster (erste Spalte) bezüglich der Entwicklung von El Niño- (EN/DEVELOP, zweite Spalte) bzw. La Niña- (LN/DEVELOP, dritte Spalte) Ereignissen und dem Abklingen von El Niño- (EN/DECAY, vierte Spalte) bzw. La Niña- (LN/DECAY, fünfte Spalte) Ereignissen in den positiven ($>1SD$) und negativen ($<-1SD$) SE-Cluster-Anomaliejahren. Die Realisation von einer oder mehreren der vier ENSO-Phasen wird in den positiven Anomaliejahren mit einem Stern(★), in den anomal negativen Jahren mit einem Dreieck (\triangle) angezeigt.

SE-CL	EN/DEVELOP	LN/DEVELOP	EN/DECAY	LN/DECAY
1	★	\triangle		
3	★	\triangle		
2		★	★	\triangle
7		★	★	\triangle
4	\triangle	★	★	\triangle
10	\triangle	★	★	\triangle
15	\triangle	★	★	\triangle
8	★	\triangle	\triangle	★
5	★ _(AMJ)	\triangle _(AMJ)		
14		★ \triangle	★	\triangle
21		★ \triangle	★	\triangle

Frühjahr beschrieben. Demzufolge können insgesamt vier SE-CL-Gruppen und ein einzelner SE-Cluster unterschieden werden. Die verschiedenen SE-Cluster einer Gruppe differieren in erster Linie in den Intensitäten der Temperaturanomalien.

Die elf Sequenz-Cluster differenzieren die mit dem ENSO-Zyklus verbundenen Luftdruckanomalien stärker als die vier SE-Hauptkomponenten. Das bedeutet, dass sie auch seltener auftretende Entwicklungsverläufe herausstellen können, die im Rahmen der SE-PCA in die dominanten Sequenzen integriert werden. Ein Beispiel ist Sequenz-Cluster 14, der sowohl in positiven als auch negativen Anomaliejahren mit unterschiedlichen ENSO-Extremen am Sequenzbeginn und La Niña-Ereignissen am Sequenzende einhergeht, was lediglich in den Jahren 1983 und 1991 - den Jahren mit maximal positiven bzw. negativen Zentroid-Anomalien - in der Tat realisiert war. Dennoch beschreiben auch die Clustersequenzen jeweils eine von beiden Extremphasen manchmal abweichend im Vergleich zum real existenten ENSO-Verlauf. Auch sie erfassen, ebenso wie die SE-PCs, beispielsweise das Anhalten von La Niña-Events häufig nicht, sondern indizieren stattdessen abklingende Ereignisse. Eine mögliche Ursache ist, dass die interannuelle Variabilität von atmosphärischen Zirkulationsabfolgen, die einerseits mit abklingenden und andererseits mit anhaltenden La Niña-Ereignissen einhergehen, sich scheinbar nicht so deutlich unterscheidet, als dass sie mit zwei verschiedenen SE-PCs oder SE-CLs definiert werden können. Das bedeutet auch, dass die PC-Sequenzen im Vergleich zu den SE-Clustern nicht sehr

viel schlechter abschneiden. Gleichzeitig bieten sie dabei den Vorteil der Überschaubarkeit. Die Ergebnisse beider Methoden parallel zu betrachten, scheint eine sinnvolle Ergänzung darzustellen: die wesentlichen interannuellen Sequenzabfolgen werden durch die SE-PCA ermittelt, detaillreichere Einsichten liefern die stärker differenzierten Resultate der SE-Clusteranalyse.

Im weiteren Fortgang der Diskussion werden zur einfacheren Handhabung die vier verschiedenen SE-PCs mit Bezeichnungen versehen, die ihr ermitteltes charakteristisches Merkmal im Bezug auf den ENSO-Zyklus herausstreichen. In Infolgedessen wird

- SE-PC 1 als ENSO-DEVELOP-Sequenz
- SE-PC 2 als ENSO-DECAY-Sequenz
- SE-PC 3 als ENSO-PERSIST-Sequenz
- SE-CL 7 als ENSO-TRANS-Sequenz

bezeichnet. Wird von einzelnen Sequenz-Clustern gesprochen, dann werden sie auf Basis ihrer maximalen Ähnlichkeit in eine dieser vier, durch die SE-PCs definierten Gruppen eingeordnet.

7.2.5 Sequenzspezifische Kopplungsmechanismen mit dem mediterranen Niederschlag

Ein Überblick über die Zusammenhänge zwischen der Niederschlagsvariabilität im Untersuchungsgebiet und den insgesamt 15 Sequenz-Modi wurde bereits in Kapitel 7.2.3 geliefert. Dabei stellte sich heraus, dass die Ergebnisse der Sequenz-Analyse Aspekte bestätigen, die bereits mit der Telekonnektions-PCA herausgearbeitet wurden, wie z.B. der Zusammenhang zwischen ENSO/ISM-Fernkopplungsmustern und dem mediterranen Sommer- und Herbstniederschlag. Darüber hinaus erweitern und differenzieren die sequentiellen Resultate das Bild der statistischen Beziehungen zwischen der Variabilität der ENSO bzw. dem Indienmonsun und dem Niederschlag im Mittelmeerraum. Beispielsweise wurden vier verschiedene sequentielle SE-Hauptkomponenten extrahiert, die mit unterschiedlichen Entwicklungsphasen der *El Niño-Southern Oscillation* einhergehen und mit denen differenzierte saisonale und regionale Zusammenhänge zum Mittelmeerniederschlag hergestellt werden konnten. Für die zentralen dieser Aspekte wurden die Kopplungsmechanismen detailliert analysiert. Sie werden in den folgenden Unterkapiteln erörtert. Darunter fallen:

- die Luftdruckanomalien im Zusammenhang mit der Frühjahrsniederschlagsvariabilität Iberiens und des Zentral-MED (ENSO-DECAY-Sequenz)

- die Luftdruckanomalien in Verbindung mit den negativen Sommer-Niederschlagsanomalien in der Türkei (SE-CL 5 und SE-CL 8)
- die luftdruckfeldspezifischen Unterschiede zwischen der ENSO-DEVELOP- und der ENSO-TRANS-Sequenz im Bezug auf die iberische Herbst-Niederschlagsvariabilität
- und die Rolle von vertikalen Luftmassenbewegungen im Hinblick auf ENSO-DEVELOP- bzw. ENSO-TRANS-bedingte Herbstniederschlagsanomalien in Israel.

Im letzten Unterpunkt dieses Kapitels werden schließlich sequenzspezifische Unterschiede zwischen dem ENSO-DEVELOP- (SE-PC 1) und dem ENSO-TRANS-Modus (SE-PC 7) beleuchtet, die sich im Zuge der vertiefenden Analysen zu den Kopplungsmechanismen herausstellten.

Negativkopplung mit dem Niederschlag in Iberien und dem Zentralmittelmeerraum im Frühjahr

In der westlichen und zentralen Mediterranregion wurde eine Negativkopplung zwischen Frühjahrs-Niederschlag und der ENSO-DECAY-Sequenz beobachtet. Diese Sequenz-PC geht mit abklingenden ENSO-Extremphasen einher. Zu Sequenzbeginn, das wurde bereits in Kapitel 7.2.2 erläutert, manifestiert sich eine großräumige tropische Troposphärenkopplung, die sich im weiteren Jahresverlauf abschwächt. In den Frühjahrs-Ausschnitten dieser Sequenz bildet sich zusätzlich ein Fernkopplungsmuster aus, das an das *Scandinavia Pattern* erinnert. Dann etabliert sich über dem Westmittelmeerraum ein positives Kopplungszentrum, das mit der positiven tropischen Troposphärenkopplung verbunden ist, während gleichzeitig über Skandinavien ein negatives Fernkopplungszentrum ausgebildet ist. Mit der ENSO-DECAY-Sequenz und mit drei ihrer assoziierten SE-Cluster (SE-CL 2, 7 und 10) stellen sich im Frühjahr signifikante Negativkorrelationen im west- und zentralmediterranen Niederschlag ein, wie z.B. mit dem März-niederschlag der iberischen Halbinsel in einer Höhe von $r = -0.58$ (SE-PC 2). Der Kopplungsbetrag für die Niederschlagsvariabilität des Zentral-MEDs fällt mit $r = -0.62$ im Februar-Aprilmittel noch höher aus. Die saisonalen Luftdruckfeldkompositen der ENSO-DECAY-Anomaliejahre geben Einblick darüber, welche Luftdruckfeldkonfigurationen die Entstehung des westmediterranen Positivzentrums provozieren und wie sich diese Situationen auf die west- und zentralmediterranen Niederschlagsverhältnisse auswirken können. Da die dreimonatig gemittelten Februar-April-Kompositen für den Zentral-MED aber wenig differenziert sind, wurden die Kompositen zum einzigen Frühjahrs-Einzelmonat gebildet, der signifikant mit der Niederschlagsregion Zentral-MED korreliert ist, dem Februar ($r = -0.52$). Abbildung 7.17 gibt das 1000-hPa-Geopotentialfeld im Februar und März anomal positiver und negativer Jahre des ENSO-DECAY-Modus wider.

Im Februar der anomal positiven ENSO-DECAY-Jahre, bei abklingenden El Niño-Ereignissen,

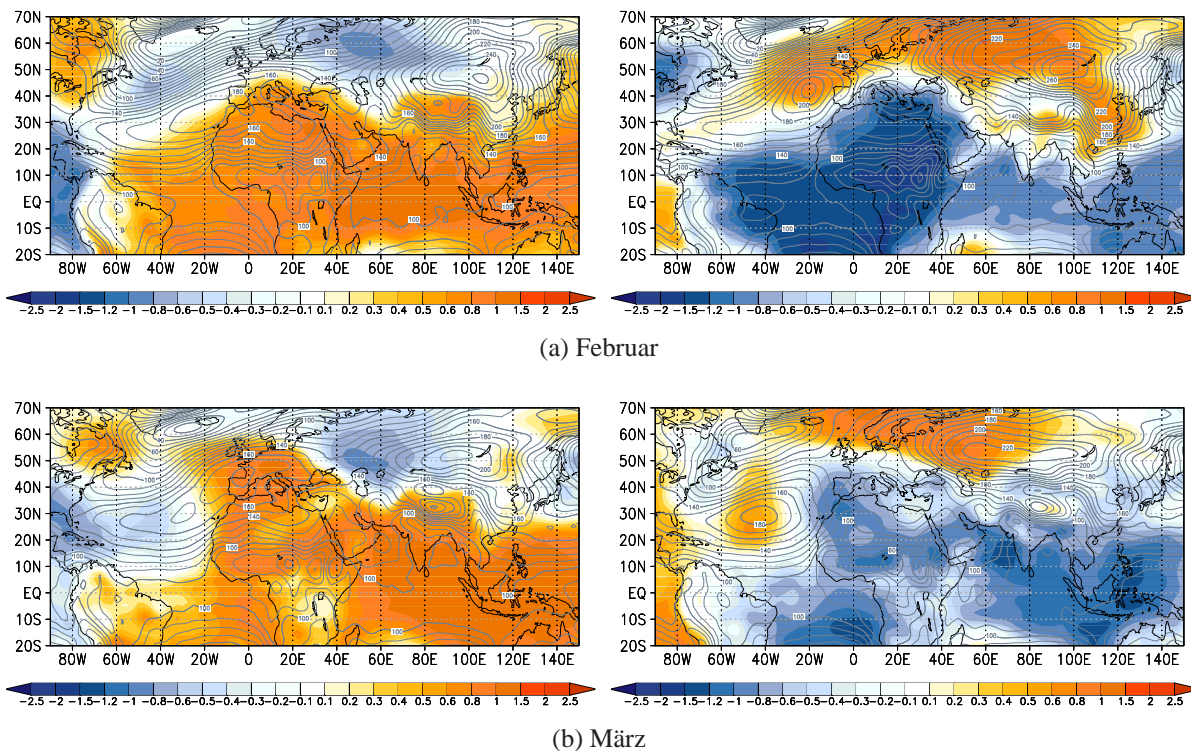


Abb. 7.17: Absolute Topographie (Linien) und zeitliche Anomalien (Farbe) der geopotentiellen Höhen des 1000 hPa- Niveaus in positiven (li.) und negativen (re.) Anomaliejahren des ENSO-DECAY-Modus im Februar (oben) und März (unten). Gelbe und rote Farben markieren Positiv-, blaue Farben Negativanomalien.

herrschen in annähernd der gesamten tropischen Niedertroposphäre Hochdruckanomalien vor (s. Abb. 7.17a, li.). Über Afrika und Eurasien erstreckt sich das Gebiet hoher Druckanomalien sogar bis etwa 40° N. Deshalb liegt auch die Azorenhochregion im Einzugsbereich des anomal hohen Luftdrucks. Die einhergehende absolute Topographie der geopotentiellen Höhen des 1000 hPa-Niveaus lässt erkennen, dass sich das Azorenhoch weit nach Osten ausdehnt und annähernd den gesamten Mittelmeerraum überspannt. Demzufolge unterliegen die westliche und zentrale Mediterranregion verstärkt antizyklonalen Wetterlagen. Gleichzeitig ist die Kernregion der Hochdruckzelle über dem Atlantik nicht intensiviert.

Im negativen Komposit hingegen, dargestellt auf Abbildung 7.17a (re.), ist das Azorenhoch vor der Küste Iberiens und Frankreichs aufgestellt und greift weit nach Norden in Richtung Britische Inseln aus. Der Kerndruck der Hochdruckzelle ist, relativ zum gegensätzlichen Komposit, verstärkt. Da zeitgleich die Sibiriantizyklone am Nordwestrand über dem Baltikum intensiviert ist, verschmelzen Azoren- und Sibirienhochausläufer über Nordeuropa zu einer Hochdruckbrücke. Südlich davon, über Zentral-/Osteuropa, manifestiert sich ein Korridor mit

tieferem Luftdruck zwischen den beiden Hochdruckzellen. Die um den nordöstlichen Azorenhochausläufer herumgeführte Kaltluft verursacht nördliche Strömungskomponenten über dem zentralen Mittelmeerraum. Das verstärkt die barokline Instabilität über dem nördlichen Mittelmeer und fördert autochthone Zyklogenese Prozesse. Die weitläufige Tiefdruckregion zwischen Genuagolf und osttürkischer Küste untermauert dieses Bild. Infolgedessen ist in sämtlichen Zyklogeneseregionen über dem Nordmittelmeer mit intensivierter Zyklogenese zu rechnen. Trotz der deutlichen Differenzen in regionaler Ausdehnung und Intensität der atlantischen Hochdruckzelle manifestieren sich im Islandtief keine deutlichen Unterschiede zwischen positiven und negativen Anomaliejahren der ENSO-DECAY-Sequenz.

Die Zirkulationssituation im März in anomal positiven und negativen ENSO-DECAY-Jahren ist auf Abbildung 7.17b dargestellt. Die großräumigen Hoch- und Tiefdruckanomalien der tropischen Niedertroposphäre beginnen sich abzuschwächen. Wie bereits der Februarkomposit so zeigt auch der März-Komposit der anomal positiven Jahre - während abklingender El Niño-Ereignisse - ein weit nach Nordwesten vorstoßendes Azorenhoch. Iberien und das westliche Mittelmeer sind verstärktem Hochdruckeinfluss ausgesetzt (Abb. 7.17b, li.) .

In anomal negativen Jahren (vgl. Abb. 7.17b, re.) bleibt das Azorenhoch auf den Atlantik beschränkt. Vor allem über dem Westmittelmeerraum, Iberien und Marokko, treten dann Tiefdruckanomalien hervor. Anders als in den Februarkompositen zeigt die räumliche Ausdehnung des Islandtiefs erhebliche Unterschiede relativ zum gegenteiligen Komposit: das Kerngebiet des barometrischen Minimums ist stark nach Südwesten verlagert und liegt südlich von Grönland. Gleichzeitig fällt der Kerndruck sehr viel geringer aus als im positiven Komposit. Beide Situationen erscheinen über dem Atlantik vor allem in Abhängigkeit vom starken Islandtief in anomal positiven Jahren und vom schwachen in anomal negativen wie die Positiv- bzw. Negativphase der Nordatlantischen Oszillation. Der positive Komposit hält NAO(+)-Situationen mit nördlich ziehenden Atlantikzyklonen und trockenen Verhältnissen im Mittelmeerraum fest. Der negative Komposit markiert mit südlichen Zugrichtungen der atlantischen Frontalzyklonen und dem regelhaften Vordringen derselben in den Westmittelmeerraum die NAO(-)-Jahre.

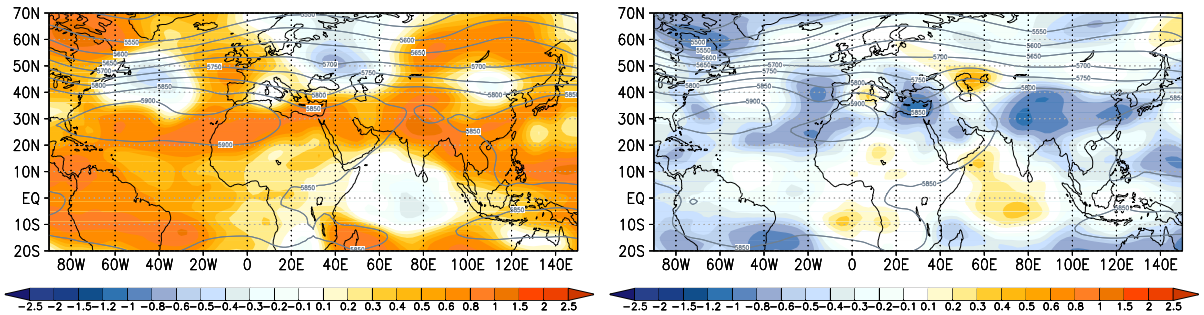
Es lässt sich zusammenfassen, dass in den negativen Anomaliejahren der ENSO-DECAY-Sequenz, bei abklingenden La Niña-Events, das Azorenhoch generell stärker auf den Atlantik beschränkt bleibt. Die negative Niederschlagskopplung mit dem Zentral-MED scheint primär durch die dann verstärkt ablaufenden autochthonen Zyklogenesen über dem Nordmittelmeer im Februar hervorgerufen zu sein. Die Negativkopplung mit dem westmediterranen Niederschlag hingegen ist auf das verstärkte Vordringen atlantischer Frontensysteme in den Westmittelmeerraum im März zurückzuführen. Beide Situationen sind relativ zu den anomal positiven Sequenz-

jahren (abklingende El Niño-Jahre) zu betrachten, in denen sowohl im Februar als auch im März eine zonal ausgeprägte atlantische Hochdruckzelle für Antizyklonalanomalien im Mittelmeerraum sorgt. Die skizzierten Anomalien der geopotentiellen Höhen untermauern die ermittelten statistischen Zusammenhänge für beide Niederschlagsregionen. Dass das nordatlantische Luftdruckfeld im März, nicht aber bereits im Februar, in den unterschiedlichen Anomaliejahren gegensätzlichen NAO-Phasen gleicht, lässt vermuten, dass möglicherweise vielmehr die Umstellung auf die Sommerzirkulation Ursache für die Luftdruckfeldausprägung im März ist. Demnach könnte diese Umstellung, markiert durch ein abgeschwächtes Islandtief und ein auf den Atlantik zurückgezogenes Azorenhoch, in den negativen Anomaliejahren früher als in positiven Jahren stattfinden.

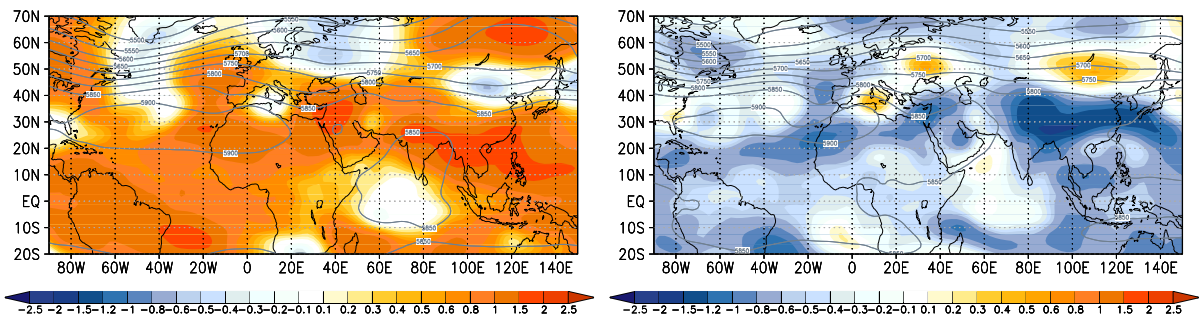
Negativkopplung mit dem Türkeiniederschlag im Sommer

Auch die Sommerniederschlagsvariabilität der Türkei ist mit dem ENSO-DECAY-Modus gekoppelt, negativ und betragsmäßig maximal im August in einer Höhe von $r = -0.58$. Darüber hinaus sind zwei mit dem ENSO-DECAY-Modus assoziierte Sequenz-Cluster, SE-CL 10 und SE-CL 15, noch höher mit dem türkischen Augustniederschlag korreliert ($r = -0.62$ bzw. $r = -0.68$). Auf Abbildung 7.18 sind die 500 hPa-Kompositen zu den anomal positiven und negativen Jahre dieser drei Sequenzen dargestellt. Auch die Kompositen der beiden SE-Cluster sollen Berücksichtigung finden, da der statistische Zusammenhang zwischen türkischem Sommerniederschlag und den SE-Cluster-Zeitreihen höher ausfällt als der mit der ENSO-DECAY-Sequenz.

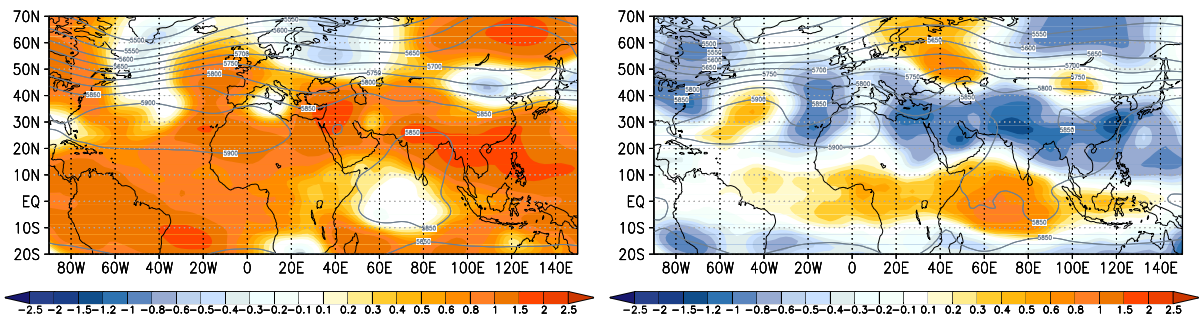
Auf Abbildung 7.18a sind die ENSO-DECAY-Kompositen dargestellt. In negativen ENSO-DECAY-Jahren bzw. in Jahren mit positiven türkischen Niederschlagsanomalien greift ein Trog über dem Schwarzen Meer und die Türkei nach Süden aus. Die negativen Geopotentialanomalien an der südlichen Trogflanke über dem Ostmittelmeer und der türkischen Südküste unterstreichen die einhergehende dynamische Verstärkung zyklonaler Prozesse. Im Positivkomposit hingegen zeigt die absolute Topographie der geopotentiellen Höhen des 500 hPa-Niveaus eine relativ zonale Ausprägung der Höhenströmung an. Über der Süd- und Zentraltürkei manifestieren sich Hochdruckanomalien. Sie resultieren aus einer Verstärkung des Arabienhochs (relativ zum Negativkomposit) an seiner Nordwestflanke. Gleichzeitig ist auch das Azorenhoch über dem Ostatlantik zwischen 30° N und 40° N intensiviert, so dass auch Teile des Westmittellmeerraums (z.B. Iberien) von starken Antizyklonalanomalien beeinflusst werden. Demzufolge treten in positiven Anomaliejahren des ENSO-DECAY-Modus, der mit abklingenden El Niño-Ereignissen im Sommer einhergeht, starke subtropisch-randtropische Hochdruckzellen auf, die Zyklogeneseprozesse in der nordöstlichen Mediterranregion hemmen. In den anomal negativen



(a) ENSO-DECAY



(b) SE-CL 10



(c) SE-CL 15

Abb. 7.18: Absolute Topographie (Linien) und zeitliche Anomalien (Farbe) der 500 hPa-Luftdruckfelds im August von positiven (links) und negativen (rechts) Anomalienjahren der ENSO-DECAY-Sequenz (a), sowie der assoziierten SE-Cluster 10 (b) und 15 (c). Gelbe und rote Farben markieren Positiv-, blaue Farben Negativanomalien.

Sequenz-Jahren, die im Mittel mit dem Ausklingen einer La Niña-Situation einhergehen, überzieht bei abgeschwächtem Azoren- und Arabienhoch ein Tiefdrucktrog die Schwarzmeerregion und die Türkei und fördert autochthone Zyklogenese.

Die Kompositen der beiden Cluster-Lösungen untermauern dieses Bild (s. Abb. 7.18b und 7.18c). Die Positivkompositen der beiden Sequenz-Cluster sind deshalb deckungsgleich, weil sie auf der Basis derselben Anomaliejahre berechnet wurden. Das bedeutet, dass die beiden Sequenz-Cluster dieselbe Positivsituation beschreiben. Die Hochdruckanomalien über der Südostmediterraneanregion, die die Intensivierung des Arabienhochs anzeigen, treten intensiver vor als im vergleichbaren ENSO-DECAY-Komposit.

Zwischen den Negativkompositen hingegen lassen sich, wenn auch nur geringfügige, Unterschiede ausmachen. Auf beiden Teilabbildungen tritt der Höhentrog über der Türkei hervor, auf der SE-CL 15-Karte ist die Trogausbuchtung aber etwas markanter und die Lage der Trogachse scheint relativ zum vergleichbaren SE-CL 10-Komposit südwestlich verschoben. Augenfällig werden die Unterschiede zwischen den Karten stärker noch außerhalb der Mediterraneanregion: im SE-CL 15-Positivkomposit herrschen über Zentralafrika und dem tropischen Indik Hochdruckanomalien vor. Das Azorenhoch ist über dem Nordwestatlantik verstärkt und nördlich des Kaspischen Meeres tritt ebenfalls eine starke Antizyklonalanomalie auf. Im positiven SE-CL 10-Komposit sind diese Regionen nicht durch auffällige Anomaliebeträge gekennzeichnet. Auch wenn sich die positive Phase der beiden SE-Cluster nicht unterscheidet, so scheinen in der Negativphase von SE-CL 15 insgesamt intensivere Positiv-anomalien über dem Nordatlantik und dem Kaspischen Meer ausgebildet zu sein als in der Positivphase von SE-CL 10.

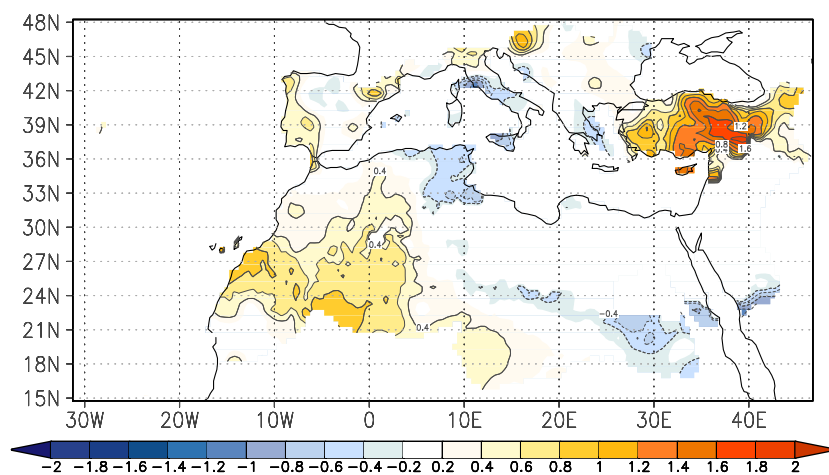
An Hand der einhergehenden Niederschlagsverteilung, dargestellt in Abbildung 7.19, lassen sich die Differenzen zwischen den Zirkulationsfeldern der anomal negativen Sequenz-Jahre besser fassen. Die positiven Niederschlagsanomalien in den Negativjahren von SE-CL 10 fallen höher aus als die in den Negativjahren von SE-CL 15. Vor allem das ostanatolische Hochland empfängt dann positive Niederschlagszugewinne. Im negativen SE-CL 15-Komposit hingegen verzeichnet vor allem die Südseite des Pontischen Gebirges positiv anomale Niederschläge. Die markantere Trogausbuchtung und die südwestwärtigere Troglage in den negativen Luftdruckkompositen von SE-CL 15 führt zu etwas schwächeren Anomaliebeträgen in westwärtig verschobener Lage im Vergleich zum SE-CL 10-Negativkomposit. Dass die Niederschlagsanomalien primär an der Südseite des Pontischen Gebirges auftreten, deutet darauf hin, dass Steigungsregen vor dem Gebirge möglicherweise eine größere Rolle als frontengebundene Niederschläge spielen. Die etwas schwächeren Anomaliebeträge sprechen ebenfalls dafür. Um die Intensität und räumliche Verteilung für die anomal positiven Sequenz-Jahre darzustellen, genügt

eine Abbildung (vgl. 7.19c). Vor allem die südliche und östliche Küstenregion des Schwarzmeeres erfahren geringere Niederschläge als im Mittel. In der räumlichen Verteilung gleicht dieser Komposit mehr dem Positiv-Komposit von SE-CL 15 als dem von SE-CL 10. Beide SE-Cluster sind der Sequenz-Gruppe zugeordnet, mit denen ENSO-Phasenwechsel einhergehen. Dass sich die Positivsituationen der beiden Sequenz-Cluster nicht unterscheiden, könnte damit einhergehen, dass die Positivsituation, die das Ausklingen von El Niño- und die Entwicklung von La Niña-Ereignissen repräsentiert, mit einer geringeren räumlichen Variabilität im Luftdruckfeld einhergeht als die negative Situation, die deshalb auf zwei SE-Cluster aufgespalten wird. Insgesamt lässt sich festhalten, dass die Luftdruckkompositen zu den Anomaliejahren sowohl der Sequenz-PC als auch der beiden Sequenz-Cluster ausreichende Hinweise für eine negative Kopplung zwischen dem ENSO/DECAY-Modus bzw. den assoziierten SE-Clustern und dem türkischen Sommerniederschlag liefern. In diesem Kontext spielt die nordwestwärtige Intensivierung des Arabienhochs die entscheidende Rolle, die dem südwärtigen Ausgreifen der Höhenströmung über dem Ostmittelmeerraum entgegensteht. Dass über dem Ostatlantik gleichzeitig ein nördliches Ausgreifen der atlantischen Hochdruckzelle beobachtet wird, spricht ein weiteres Mal dafür, dass sämtliche subtropische Hochdruckzellen in der Positivphase der ENSO-DECAY-Sequenz (während abklingender El Niño-Ereignisse) einer Modifizierung unterstellt sind.

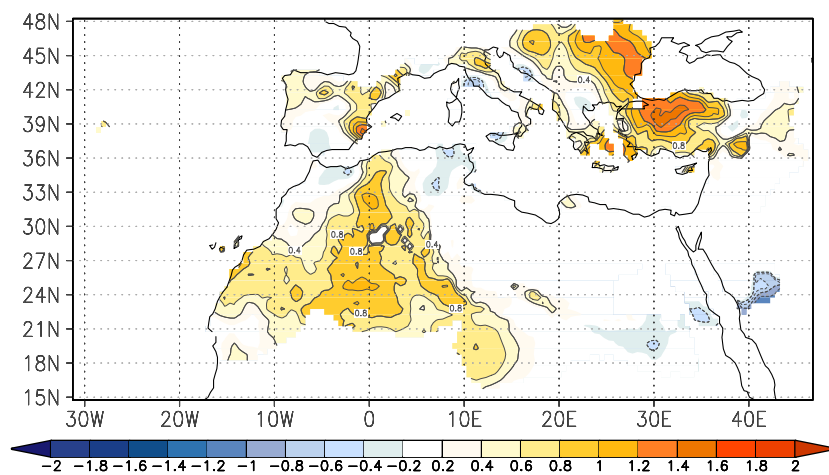
Positivkopplung mit dem Iberienniederschlag im Herbst

Iberien ist die Niederschlagsregion, mit der sich die zahlreichsten und betragsmäßig höchsten Korrelationskoeffizienten zu den ENSO/Indienmonsun-Sequenzen einstellen. Neben der bereits erläuterten Negativ-Kopplung des Frühjahrsniederschlags mit der ENSO-DECAY-Sequenz, manifestieren sich mit der ENSO-DEVELOP- und mit der ENSO-PERSIST-Sequenz Positivkopplungen mit dem iberischen Sommer- bzw. Herbstniederschlag.

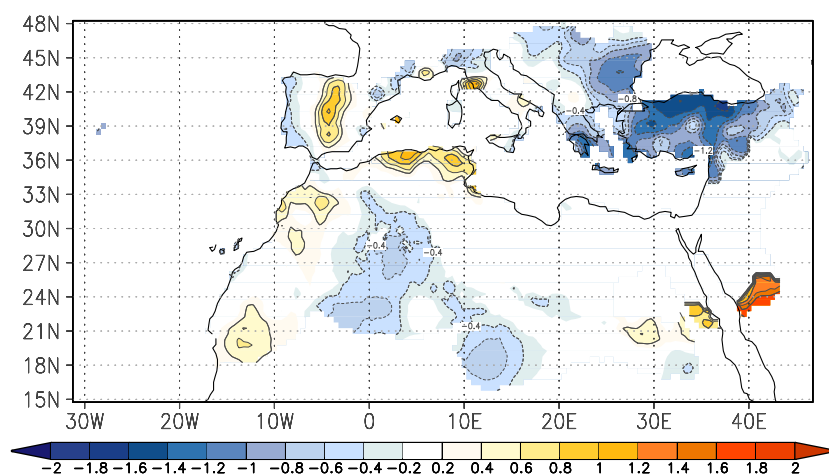
Analogien finden sich im ersten Teil der Arbeit im ENSO/ISM-Modus bzw. der führenden Telekonnektionsmuster-PC. Die Fernkopplungsmuster des iberischen Sommer- und Herbstniederschlags waren diejenigen, die am besten von dieser Niederschlags-Telekonnektion repräsentiert wurden. Gleichzeitig manifestierte sich die maximale Korrelation zwischen mediterranem Niederschlag und dem NINO3.4-Index in einem Sommer-Herbstmittel (Juli-Oktobermittel) des Iberienniederschlags ($r = 0.75$). Der ENSO/ISM-Modus wurde im vorangehenden Unterkapitel dem August-Oktober-Sequenzausschnitt der ENSO-DEVELOP-Sequenz zugeordnet. Insofern ließe sich erwarten, dass auch die stärkste Kopplung zum iberischen Niederschlag mit dieser Sequenz-Hauptkomponente eintritt. Die Saisonabschnittsdiagramme in Abbildung 7.8 (Kap.



(a) SE-CL 10



(b) SE-CL 15



(c) SE-CL 10 / SE-CL 15

Abb. 7.19: Mittlere standardisierte Niederschlagsanomalien der negativen Anomaliejahre des Sequenz-Clusters 10 (oben) bzw. des Sequenz-Clusters 15 (mitte) und der positiven Anomaliejahren beider SE-Cluster (unten) für den Monat August. Blaue Farben markieren Positiv-, gelbe und rote Farben Negativanomalien.

7.2.3) zeigen allerdings, dass sich die Maximalkorrelation von $r = 0.72$ (Juni-November) mit einer anderen SE-PC, nämlich mit dem ENSO-TRANS-Modus einstellen. Die Fernkopplungsmusterabfolge dieser Sequenz blieb bislang unangesprochen und ist nun hier in Abbildung 7.20 für das 250 hPa-Niveau dargestellt.

Sowohl die saisonalen Fernkopplungsmuster als auch ihre Variation im Jahresverlauf sind denen des ENSO-DEVELOP-Modus täuschend ähnlich. Zu Sequenzbeginn manifestiert sich ebenfalls eine großräumige negative Troposphärenkopplung, die im Sequenzverlauf das Vorzeichen wechselt und sich am Sequenzende aus hohen positiven Korrelationskoeffizienten konstituiert. Die herbstlichen Sequenzausschnitte zeigen, wie die ENSO-DEVELOP-Sequenz bzw. wie der ENSO/ISM-Modus, ein negatives Kopplungsband über den nordhemisphärischen Subtropen. Unterschiede zur ENSO-DEVELOP-Sequenz bestehen darin, dass die Kopplungsintensitäten in den Fernkopplungsmustern des ENSO-TRANS-Modus höher ausfallen und dass der Vorzeichenwechsel in der tropischen Troposphärenkopplung später einsetzt.

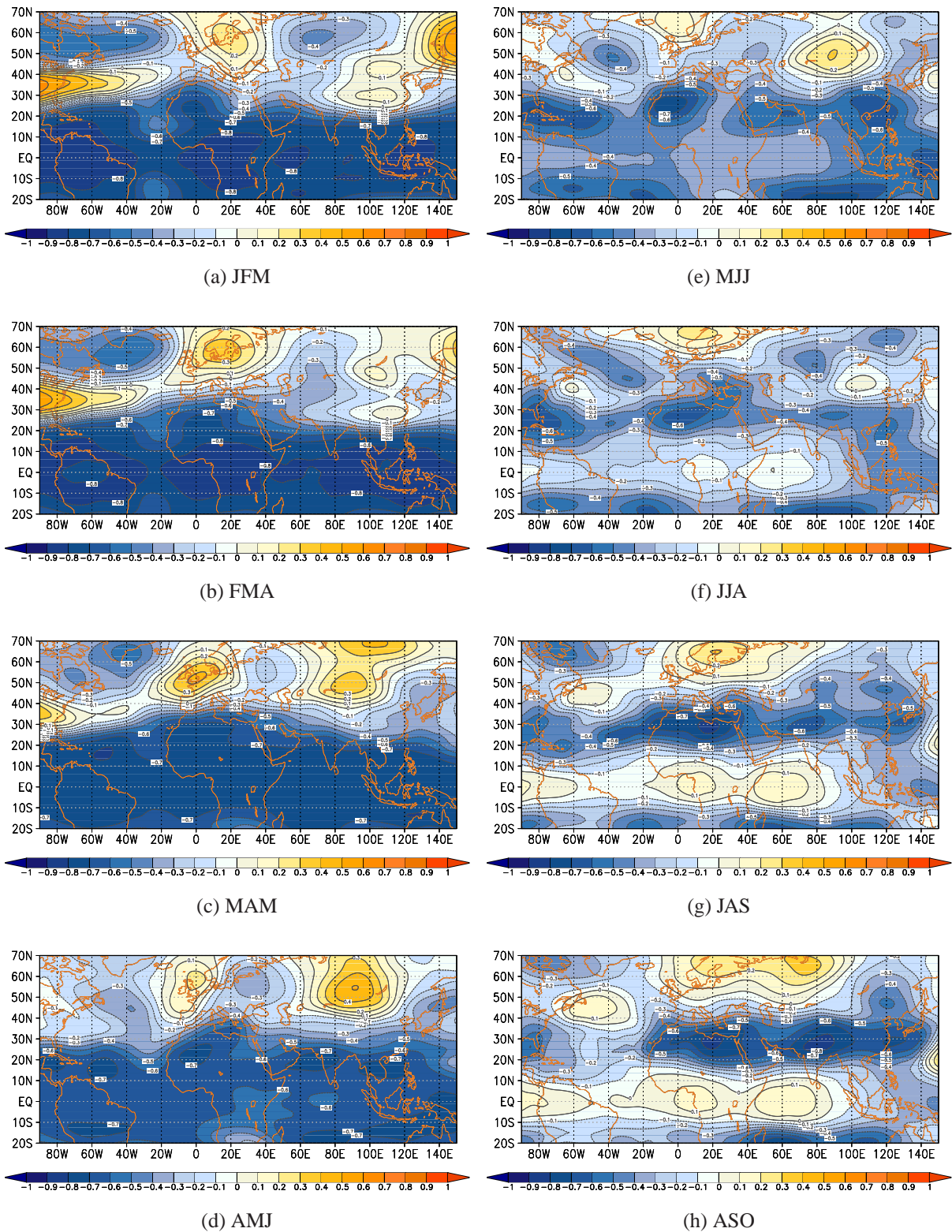


Abb. 7.20: Pseudo-Ladungsmuster von SE-PC 7 für die dreimonatigen, überlappenden Saisonabschnitte zwischen JFM und DJF im 250 hPa-Niveau. Gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Pseudo-Ladungsbeträge; Zusätzlich zeigen die Isolinien die räumliche Ausdehnung gleicher Pseudo-Ladungsbeträge mit Linien im Abstand von 0.1 an.

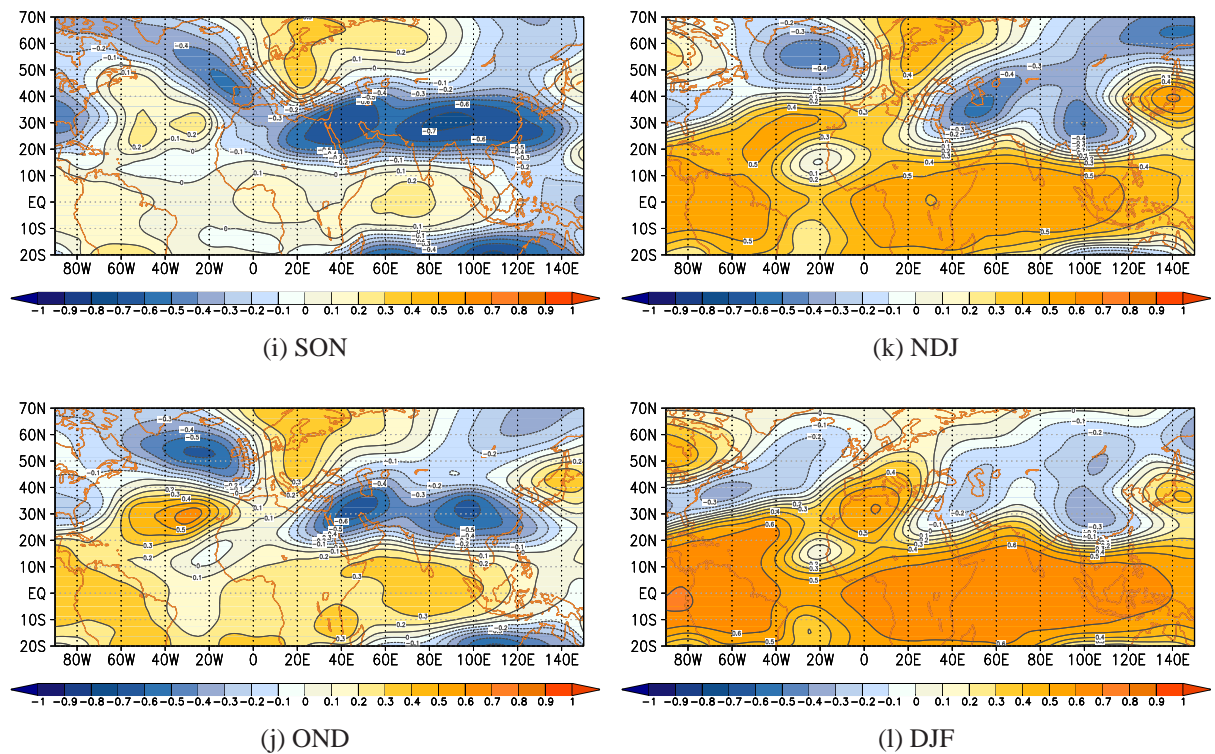


Abb. 7.20: Fortsetzung

Da der Iberienniederschlag nun stärker mit der ENSO-TRANS- als mit der ENSO-DEVELOP-Sequenz gekoppelt ist, obwohl der ENSO/ISM-Modus in letztgenannte Sequenz eingeordnet wird, wird die Frage nach den zirkulationsdynamischen Unterschieden in den Anomaliejahren der beiden Sequenzen aufgeworfen: wie differiert das Sommer- und Herbst-Zirkulationsfeld des Untersuchungsgebiets in ENSO-DEVELOP-Jahren oder während sich entwickelnder ENSO-Extremphasen von dem in ENSO-TRANS-Jahren bzw. Jahren mit ENSO-Phasenwechseln?

Die Differenzen sind nicht groß und schwer zu greifen. Am besten sind sie noch in den geopotentiellen Höhen des 1000 hPa-Luftdruckniveaus zu fassen, dargestellt auf Abbildung 7.21. In den positiven Anomaliejahren beider SE-PCs (vgl. linke Teilabbildungen 7.21) bleibt die Kerndruckregion des Azorenhochs im Wesentlichen auf den Atlantik beschränkt. Im positiven ENSO-DEVELOP-Komposit (Abb. 7.21a, li.) liegt der zentrale Mittelmeerraum, vor allem Nordostitalien und die kroatisch-albanische Küstenregion, unter stärkerem Hochdruckeinfluss als im vergleichbaren ENSO-TRANS-Komposit. Als Ursache lässt sich der westwärtige Ausläufer einer dann intensivierten Sibiriantizyklone ausmachen. In der vergleichbaren ENSO-TRANS-Teilabbildung endet die westwärtige Ausdehnung dieser Antizyklone bereits östlich

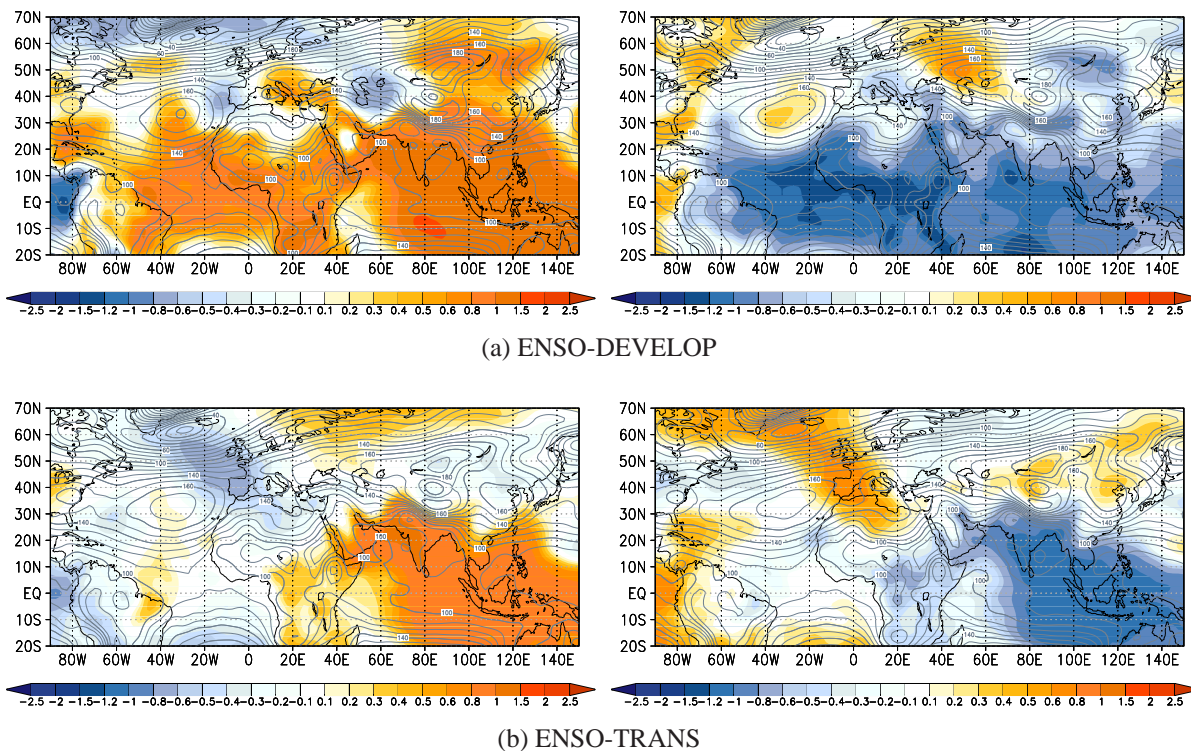


Abb. 7.21: Absolute Topographie (Linien) und zeitliche Anomalien (Farbe) der geopotentiellen Höhen des 1000 hPa- Niveaus in positiven (li.) und negativen (re.) Anomaliejahren der ENSO-DEVELOP- (oben) und der ENSO-TRANS-Sequenz (unten) im September-Novembermittel. Gelbe Farben markieren Positiv-, blaue Farben Negativanomalien.

des Dinaridengebirges, gleichzeitig ist auch der Kerndruck geringer (Abb. 7.21b, li.). Folglich ist der zentralnördliche Mittelmeerraum im Herbst von ENSO-DEVELOP-Jahren zwar nicht vom Azorenhoch, wohl aber von Ausläufern des Russlandhochs nach Norden hin stärker abgeschildert. Das trogförmige Ausgreifen der außertropischen Westdrift über dem Zentralmittelmeerraum wird im Positivmodus der ENSO-DEVELOP-Sequenz, im Vergleich zum Positivmodus der ENSO-TRANS-Sequenz, erschwert. Dafür wird im positiven ENSO-DEVELOP-Komposit unmittelbar westlich der portugiesischen Küstenlinie eine schwache bis moderate Tiefdruckanomalie ersichtlich, die ein Gebiet markiert, in dem das Azorenhoch im Mittel stärker ausgebildet ist. Die gleichfalls trogförmige Ausbuchtung der 140 gpm-Isolinie zeigt möglicherweise eine Pforte für das Eindringen atlantischer Tiefs in den Westmittelmeerraum an.

In den Negativkompositen beider Sequenzen ist Iberien durch ostwärtige Azorenhochausläufer überspannt. In negativen ENSO-TRANS-Jahren sind diese Ausläufer erstens stärker, reichen zweitens sehr viel weiter südöstlich und verschmelzen drittens im Norden des Mittelmeerraums mit den Westausläufern der Sibiriantizyklone zu einer Hochdruckbrücke (s. Abb. 7.21b, re.).

In den negativen ENSO-DEVELOP-Jahren hingegen ist der Sattel zwischen Azoren- und Russlandhoch von weniger hohem Luftdruck geprägt (s. Abb. 7.21a, re.), der Luftdruck über dem Genuagolf ist tiefer als im vergleichbaren ENSO-TRANS-Komposit. Die schwächeren ost- bzw. westwärtigen Ausläufer der beiden subtropischen Hochdruckzellen, des Azoren- und des Sibirienhochs, lassen weniger trockene Verhältnisse im Negativmodus dieser Sequenz als im Negativmodus der ENSO-TRANS-Sequenz erwarten.

Diese Hypothese bestätigt sich, wie die Niederschlagsverteilung der Anomaliejahre beider Sequenzen in Abbildung 7.22 zeigt. Während sich im ENSO-DEVELOP-Negativmodus (Abb. 7.22a, re.) nur kleinräumig im Südwesten der Halbinsel schwache Anomaliebeträge abzeichnen, erfassen im Negativkomposit des ENSO-TRANS-Modus negative Niederschlagsanomalien großflächig Gesamtiberien mit maximalen Anomaliebeträgen im Nordosten (Abb. 7.22b, re.). Umgekehrt verhält es sich in den positiven Anomaliejahren beider Sequenzen. Dann fallen die Positivanomalien im ENSO-DEVELOP-Komposit (Abb. 7.22a, li.) weitaus großräumiger und höher aus als im vergleichbaren ENSO-TRANS-Komposit (Abb. 7.22b, li.). Die regionalen Niederschlagszugewinne in den positiven Anomaliejahren des ENSO-TRANS-Modus sind nicht nur auf der iberischen Halbinsel von überraschend geringer Amplitude. Wenn nun aber die Intensität der iberischen Niederschlagsanomalien für den ENSO-TRANS-Modus nicht deutlich höher ausfällt als für den ENSO-DEVELOP-Modus, dann kann das auch nicht die Ursache für die stärkere iberische Niederschlagskopplung darstellen. Eine Möglichkeit wäre, sie in der räumlichen Verteilung der Anomalien zu suchen. Die folgt in den positiven und negativen Anomaliejahren des ENSO-TRANS-Modus in Iberien einer ähnlichen räumlichen Ausdehnung. Das kann man von der Niederschlagsanomalieverteilung für die ENSO-DEVELOP-Kompositen nicht behaupten. Die starken iberischen Positivanomalien im Positivmodus finden im Negativmodus weder in der räumlichen Verteilung noch in der Intensität eine Entsprechung. Es handelt sich hier also erneut um einen Variabilitätsmodus, der mit einer nicht-linearen Antwort im mediterranen Niederschlagsfeld verbunden ist. Darin könnte eine Ursache für die geringeren (linearen) Korrelationen mit dem Iberienniederschlag liegen. Eine weitere Erklärung liefert die unterschiedliche atmosphärische Vertikalstruktur beider Sequenzen, die gesondert in Kapitel 7.2.6 behandelt wird. An dieser Stelle sei einzig festgehalten: für den ENSO-TRANS-Modus liefern die Niederschlagskompositen, die ausschließlich auf den Anomalien der 1000 hPa-Sequenz-Zeitreihe basieren, noch kein vollständiges Bild im Hinblick auf die Intensitäten der einhergehenden Niederschlagsanomalien, wenngleich auch die räumliche Verteilung umfassend abgebildet wird.

Die mediterranen Niederschlagsanomalien, die mit ein- und demselben Fernkopplungsmus-

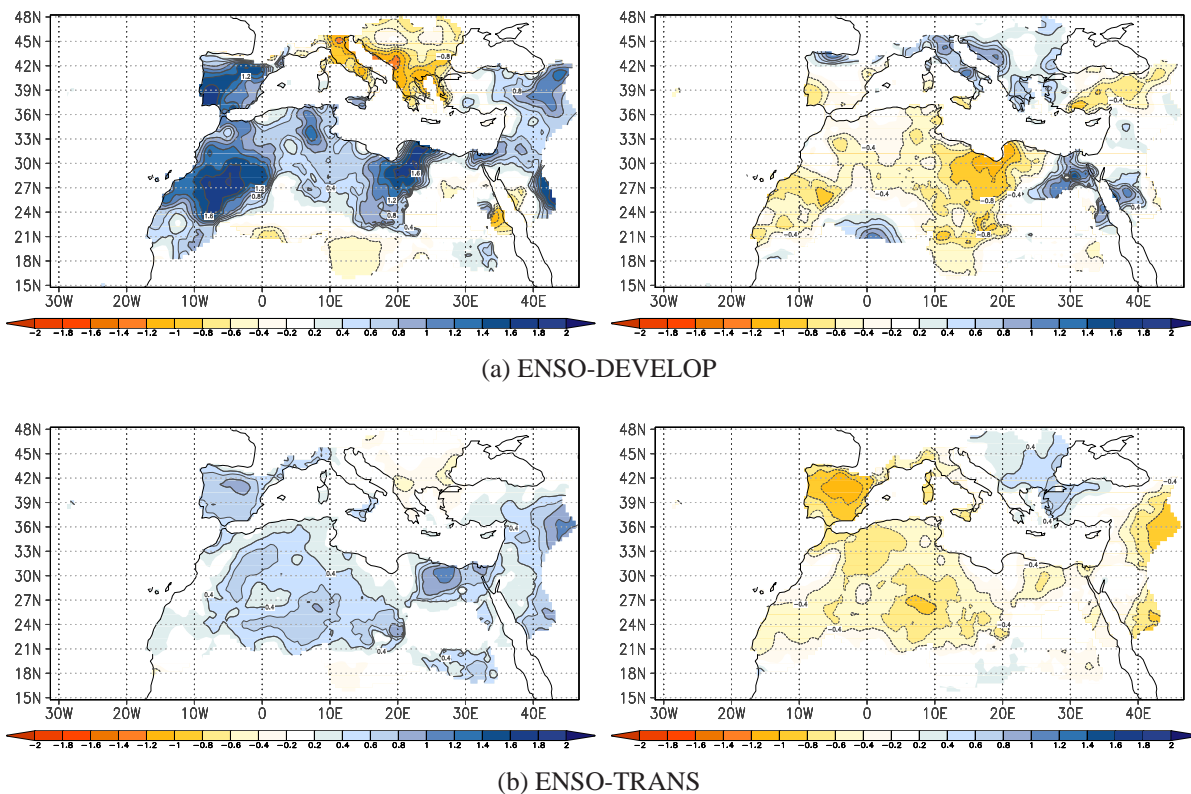


Abb. 7.22: Mittlere standardisierte Niederschlagsanomalien im Mittelmeerraum in anomal positiven (li.) und anomal negativen (re.) Jahren der 1000 hPa-Zeitreihe des ENSO-DEVELOP-(a) und ENSO-TRANS-MÖDUS (b) im September-Novembermittel. Blaue Farben markieren Positiv-, gelbe und rote Farben Negativanomalien.

ter einhergehen, dem ENSO/ISM-Modus einerseits und der ENSO-DEVELOP-Sequenz andererseits, präsentieren sich im Rahmen der sequentiellen Betrachtungen etwas anders als im Zuge der Niederschlags-Telekonnectionen. Die Niederschlags-Telekonnectionen wurden am Beispiel der saisonalen Anomaliejahre der repräsentativen Niederschlagsregion, Iberien in diesem Fall, diskutiert. Die Niederschlagsverteilung, die im Zuge dessen dem ENSO/ISM-Modus zugesprochen wurde, waren linear ausgeprägt und kamen den gemeinsamen Anomaliejahren des NINO3.4- und des AIR-Index sehr nahe. Die hier beobachteten Abweichungen vor allem in Intensität bzw. Linearität der Niederschlagsanomalien entstehen durch die Aufspaltung des ENSO-Zyklus im Kontext der sequentiellen Betrachtungen.

Insgesamt untermauern die Kompositen beider Sequenzen den statistischen Positivzusammenhang mit der iberischen Niederschlags-Variabilität im Sommer und Herbst. Wiederum spielt die räumliche Ausdehnung der Azorenhochzelle die entscheidende Rolle. Sie ist im Positivmodus beider Sequenzen, bei sich entwickelnden El Niño-Ereignissen, auf den Atlantik beschränkt.

Im Negativmodus, bei sich entwickelnden La Niña- *Events*, sorgen im Rahmen beider Sequenzen Azorenhochausläufer für verstärkten Hochdruckeinfluss über Iberien. Auch wenn die zirkulationsdynamischen Unterschiede zwischen den beiden betrachteten Sequenzen eher gering ausfallen, finden sich unter anderem in der räumlichen Verteilung der einhergehenden Niederschlagskompositen erste Hinweise für die unterschiedlichen Kopplungs-Intensitäten mit dem westmediterranen Niederschlag.

Was aus den Niederschlagskompositen auch abzulesen ist und was als letzter Aspekt vertieft werden soll, sind die unterschiedlichen Anomaliebeträge auf dem Gebiet der Niederschlagsregion Israel. Sie fallen im positiven ENSO-DEVELOP-Komposit ebenfalls höher aus als im ENSO-TRANS-Komposit, während sich die Situation in den Negativkompositen genau umgekehrt abzeichnet (vgl. Abb. 7.22). Im Hinblick auf die Niederschlagsregion Israel stellt sich die Frage, inwieweit troposphärische Luftmassensubsidenz in Kopplung mit der indischen Monsunzirkulation hier eine Rolle spielen könnte bzw. ob diese sich in den unterschiedlichen Sequenz-Modi abzeichnet.

Die israelische Niederschlagsvariabilität im Herbst und vertikale Luftmassenbewegungen im Rahmen der ENSO-DEVELOP- und der ENSO-TRANS-Sequenz

Auch wenn die Sommersaisonabschnitte am meisten geeignet wären, um Luftmassensubsidenz über dem östlichen Mittelmeerraum zu analysieren, sollen nur die saisonalen Mittel betrachtet werden, die zeitlich nicht ausschließlich Sommermonate beinhalten. Denn bekanntlich fällt im Sommer im Ost- bzw. Südostmittelmeerraum kaum Niederschlag. Zwar integriert die hier als „Israel“ definierte Großregion im Nordosten auch regionale Teilausschnitte, in denen durchaus auch im Sommer lokal- und regionalskalige Niederschlagsereignisse vermehrt auftreten können, wie z.B. die Südseite des östlichen Taurus. Dennoch verzerrt die Mittelung dieser Niederschlagsereignisse über die Großregion das Ergebnis. Deshalb werden die folgenden Betrachtungen nur für Saisonabschnitte getätigt, die neben Sommer- ebenfalls Herbstmonate integrieren. Auch für diese Betrachtungen erfolgt die Konzentration auf den ENSO-DEVELOP- und den ENSO-TRANS-Modus. Da der ENSO-DEVELOP-Modus aber einen relativ niedrigen Zusammenhang zur israelischen Niederschlagsvariabilität im Sommer bzw. Herbstübergang aufweist, wurde der assoziierte SE-Cluster 1 herangezogen. In Tabelle 7.5 sind die Korrelationskoeffizienten zwischen dem SE-Cluster 1 bzw. dem ENSO-TRANS-Modus und dem Israelniederschlag im August-Oktobermittel eingetragen.

Sofort fällt auf, dass sich mit dem ENSO-TRANS-Modus zwei gegenläufige Korrelationen

Tab. 7.5: Korrelationskoeffizienten zwischen dem Israelniederschlag und SE-CL 1 bzw. der ENSO-TRANS-Sequenz im August-Oktobermittel für unterschiedliche Luftdruckniveaus (in Klammern).

Sequenz	August-Oktober
SE-CL 1	0.54 (150)
ENSO-TRANS	0.64 (925) -0.57 (200)

einstellen. Mit den SE-PC-Geopotentialzeitreihen der niedrigen Troposphärenniveaus werden negative, mit denen der Hochtroposphäre positive Korrelationen verzeichnet. Dieses zunächst seltsam anmutende Phänomen ist auf die bereits erwähnte unterschiedliche Vertikalstruktur der beiden Sequenzen zurückzuführen und wird im nachfolgenden Unterkapitel (Kap. 7.2.6) ausführlich diskutiert. Die hier analysierten Kompositen basieren auf den Zeitreihenanomalien des 850 hPa- Luftdruckniveaus.

Aufschluss über vertikale Luftmassenbewegungen gibt das Vertikalwindgeschwindigkeitsfeld (Omega). Auf Abbildung 7.23 ist das mittlere Vertikalwindfeld der positiven und negativen Anomaliejahre von SE-CL 1 und dem ENSO-TRANS-Modus im 500 hPa-Niveau dargestellt. Dieses Druckniveau wurde deshalb gewählt, weil sich in den Troposphärenschichten darunter das Vertikalwindfeld als hoch variabel präsentiert und übergreifende räumliche Strukturen nur schwerlich zu fassen sind. Die Isolinien stellen die Absolutwerte der Vertikalgeschwindigkeit dieser Jahre dar, die farbige Untermalung kennzeichnet die Anomalien. Die durchgezogenen Isolinien markieren subsidente Luftmassenbewegungen, die gebrochenen Linien Aufstiegszonen. Positiv- bzw. Negativanomalien im Einzugsbereich durchgezogener Isolinien sind als verstärkter bzw. abgeschwächter Luftmassenabstieg zu deuten. Positive bzw. negative Anomalien, die mit gebrochenen Linien unterlegt sind, markieren abgeschwächten bzw. verstärkten Luftmassenaufstieg.

Im SE-CL 1-Positivkomposit ist das dominante Abstiegszentrum über dem südlich-zentralen Mittelmeerraum (Große Syrte) an der Nordost- und Südwestseite deutlich abgeschwächt (Abb. 7.23a, li.). Vor allem am Verlauf der 0.03-er Kontourlinie lässt sich das gut ablesen. Sie verläuft südlich des italienischen Stiefels und quert Griechenland in etwa in Höhe seiner Nordgrenze. Über Libyen bildet sie den äußeren der kreisrunden und geschlossenen Isolinien um das Abstiegszentrum. Die Region zwischen italienischer Stiefelspitze und Nordgriechenland ist außerdem von negativen Omega-Anomalien untermalt, die einen geringeren vertikalen Luftmassenabstieg als im Mittel indizieren.

Anders verhält sich das im Negativkomposit (Abb. 7.23a, re.). Dann schneidet die 0.03er-

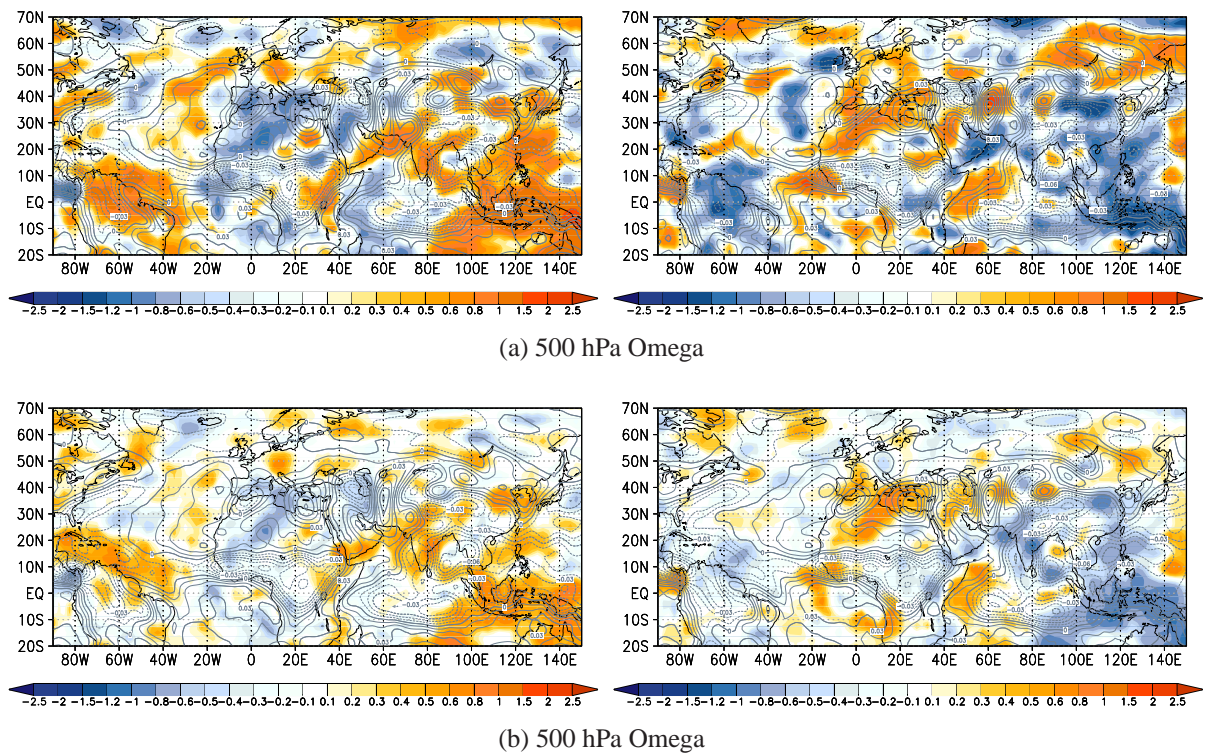


Abb. 7.23: Kompositen des Vertikalwindgeschwindigkeitsfelds in anomal positiven (li.) und negativen (re.) SE-CL 1- (a) bzw. ENSO-TRANS-Jahren (b) für das August-Oktobermittel. Die Isolinien stellen die mittleren Absolutwerte der Vertikalwindgeschwindigkeit (in Pascal/s) dieser Jahre dar; gelbe und rote Farben markieren positive, blaue Farben negative Anomalien.

Isolinie den südlichen italienischen Stiefel und verläuft auch über Griechenland weiter nördlich. Über Libyen greift sie südwestlich bis nach Algerien aus und reicht in etwa bis an die Südostgrenze des Atlasgebirges. Gleichzeitig belegen auch Positivanomalien über Algerien/Libyen, Süditalien und Griechenland eine verstärkte Luftmassensubsidenz in anomal negativen SE-CL 1-Jahren. Im Niederschlag Libyens beispielsweise macht sich diese Situation bemerkbar. Da das August-Oktobermittel positiv mit SE-CL 1 korreliert ist ($r = 0.50$), werden in Jahren mit starkem Luftmassenabstieg regional negative Niederschlagsanomalien beobachtet. Für die Niederschlagsregion Zentral-MED, die Süditalien und Griechenland einschließt, lässt sich in diesem Saisonabschnitt keine statistisch signifikante Beziehung zu SE-CL 1 ausmachen. Über dem Ostmittelmeerraum ist im SE-CL 1-Positivkomposit Luftmassenaufstieg verzeichnet (Abb. 7.23a, li.). In anomal negativen Jahren hingegen liegt die Region im Einzugsbereich der 0-Isolinie bzw. von äußerst schwachen negativen Omegawerten (Abb. 7.23a, re.). Das bedeutet, dass der mitteltroposphärische Luftmassenaufstieg nur sehr abgeschwächt bis überhaupt nicht stattfindet. Die positive Korrelation des SE-Clusters 1 mit dem August-Oktobermittel des israelischen Niederschlags zeigt für diese Jahre Negativanomalien an.

Im SE-CL 1-Negativkomposit fällt nicht nur der großräumigere und intensivere Luftmassenabstieg im zentral-mediterranen Abstiegszentrum auf (Abb. 7.23a, re.). Deutlicher noch tritt er in einer zweiten Subsidenzregion östlich des Kaspischen Meeres hervor, die konform mit derjenigen geht, die von Rodwell & Hoskins (1996) über der Kyzylkum-Wüste verortet wurde und die im klimatologischen Grundkapitel (Kap. 3.3) in Abbildung 3.9 als eine der indienmonsunrelevanten Abstiegszonen in der außertropischen Westdrift im Sommer eingezeichnet ist. In dieser Abstiegsregion sprechen sowohl die hohen Omega-Absolutwerte als auch die maximal positiven Anomaliebeträge der Negativkompositkarte für einen regional deutlich erhöhten Luftmassenabstieg. Gleichzeitig zeigen im indischen Monsuntrog, vor allem über dem Nordindien östlich von Sri Lanka, sowohl Negativanomalien als auch die niedrigeren absoluten Omegawerte sehr viel stärkeren Luftmassenaufstieg als im Positivkomposit an. Zusammengenommen sind das deutliche Hinweise auf eine intensivierte indische Monsunzirkulation (relativ zum Positivkomposit). Weiterhin treten über dem indomalayischen Archipel starke Negativanomalien auf. Sie deuten den aufsteigenden Ast der Pazifischen Walkerzelle an und lassen verstärkte östliche Strömungskomponenten über dem äquatorialen Pazifik erwarten - ein Zustand, wie er mit La Niña-Ereignissen und einer dann häufig intensivierten Indienmonsunzirkulation einhergeht.

Folgendes lässt sich zusammenfassen: Die anomal positiven SE-CL 1-Jahre sind Jahre mit abgeschwächter indischer Monsunzirkulation und schwächerer mitteltroposphärischer Luftmassensubsidenz über dem südlich-zentralen Mittelmeerraum. Gleichzeitig ist der Luftmassenaufstieg im persisch-arabischen Hitzetief über Israel verstärkt und zeichnet sich auch in der mittleren Troposphäre ab. Das führt zur Annahme, dass vermehrt Konvektionsniederschläge zu den positiven israelischen Niederschlagsanomalien beitragen. Umgekehrt verhält es sich in den negativen Anomaliejahren von SE-CL 1. Dann ist die indische Monsunzirkulation, gemessen am verstärkten Luftmassenaufstieg im indischen Monsuntrog, intensiviert. Gleichzeitig ist die Luftmassensubsidenz in den assoziierten Abstiegsregionen über der Kyzylkumwüste und dem südlich-zentralen Mittelmeerraum intensiviert. Auch die Mitteltroposphäre über Israel ist dann von absteigenden Luftmassen gekennzeichnet. Das wiederum kann als Hinweis für geringere Konvektionsniederschläge im regionalen Ausläufer des persisch-arabischen Hitzetiefs dienen und als Ursache für die negativen israelischen Niederschlagsanomalien dieser Jahre gewertet werden. Der einhergehende geringere Bewölkungsgrad über der Region kann Ausstrahlungsverluste nach sich ziehen, die im Rahmen des *Monsoon-Desert-Mechanismus* die trockenen Verhältnisse dieser Jahre zusätzlich fördern.

Nun stellt sich die Frage, ob und wie weit das Vertikalwindfeld in den Anomaliejahren des

ENSO-TRANS-Modus von den eben skizzierten Situationen abweicht. Denn der ENSO-TRANS-Modus ist stärker noch mit dem Israelniederschlag gekoppelt als SE-CL 1, wie das aus Tabelle 7.5 hervorging. In Abbildung 7.22b sind die Omega-Kompositen zu den positiven und negativen Anomaliejahren des ENSO-TRANS-Modus im 500 hPa-Niveau dargestellt. Die wesentlichen Grundzügen der SE-CL 1-Kompositen wiederholen sich. Für den Negativmodus des ENSO-TRANS-Komposit lässt sich im Vergleich zum ENSO-TRANS Positivkomposit festhalten,

- dass die Subsidenz über der südöstlich-zentralen Mediterranregion stärker und das Abstiegszentrum über dem südlich-zentralen Mittelmeerraum großräumiger ist bei gleichzeitig ausgeprägteren Tiefdruckanomalien im indischen Monsuntrog,
- dass in der Mitteltroposphäre über der Niederschlagsregion Israel kaum bis kein Luftmassenaufstieg vorherrscht,
- und dass im Zentrum des indischen Monsuntrogs über dem Bengallengolf der Luftmassenaufstieg deutlich intensiviert ist.

Die Omega-Absolutwerte und die niedrigeren Anomaliebeträge sprechen außerdem dafür, dass die Anomaliejahre des ENSO-TRANS-Modus mit geringeren Anomalien im Vertikalwindgeschwindigkeitsfeld verbunden sind als die des Sequenz-Clusters 1. Auch über Israel unterscheiden sich die beiden Kompositen weniger als die SE-CL 1-Kompositen, wenngleich auch die schwach negative Abstiegsregion in den positiven Anomaliejahren etwas großräumiger ausgeprägt ist. Aus den skizzierten Vertikalwindfeldern lässt sich nicht ablesen, weshalb die Korrelationen zwischen israelischem Niederschlag und ENSO-TRANS-Modus höher ausfallen als zwischen israelischem Niederschlag und SE-CL 1. Da der ENSO-TRANS-Modus aber höher mit dem Niederschlag auf dem indischen Subkontinent korreliert als SE-CL 1, ist eine stärkere Involvierung der indischen Monsunzirkulation zu erwarten. Diese Hypothese untermauern die Betrachtungen des nachfolgenden Unterkapitels. Hier lässt sich festhalten, dass sich die Anomalien beider Sequenzen ebenfalls im Vertikalwindfeld abzeichnen und auch mit den einhergehenden Intensitätsunterschieden im Luftmassenab- bzw. -aufstieg die Niederschlagskopplung im südlich-zentralen und südöstlichen Mittelmeerraum, die erwartungsgemäß stärker konvektive Komponenten betrifft, erklärt werden kann.

7.2.6 Differenzen zwischen dem ENSO-DEVELOP- und dem ENSO-TRANS-Modus

Im vorangegangenen Kapitel wurde darauf hingewiesen, dass die Zeitreihen der verschiedenen Luftdruckniveaus des ENSO-TRANS-Modus unterschiedlich stark, vor allem aber auch mit

Tab. 7.6: Statistisch signifikante ($\alpha = 0.05$) Korrelationskoeffizienten zwischen der 1000 hPa-Zeitreihe der ENSO-DEVELOP-Sequenz (zweite Spalte), des SE-Clusters 1 (dritte Spalte), des ENSO-TRANS-Modus (vierte Spalte) und des SE-CL 15 (fünfte Spalte) und den Zeitreihen ihrer restlichen Luftdruckniveaus zwischen dem 925 hPa und 100 hPa. Die Bindestriche markieren die Auslassungen der Fälle, in denen der Korrelationskoeffizient auf dem gewählten Signifikanzniveau statistisch nicht signifikant auffällt.

GPH	ENSO-DEVELOP	SE-CL 1	ENSO-TRANS	SE-CL 15
100	-	0.45	-0.72	-0.46
150	-	0.45	-0.81	-0.52
200	-	0.47	-0.80	-0.51
250	0.39	0.49	-0.78	-0.49
300	0.43	0.52	-0.71	-0.45
400	0.52	0.60	-0.45	-
500	0.62	0.68	-	-
600	0.70	0.74	0.59	-
700	0.79	0.82	0.97	-
850	0.94	0.95	0.99	0.83
925	0.99	0.99	1.00	0.98
1000	1.00	1.00	1.00	1.00

gegensätzlichen Vorzeichen, mit der israelischen Niederschlagsvariabilität gekoppelt sind. Die der hohen Troposphäre sind negativ mit dem August-Oktobermittel korreliert, die der niedrigen Troposphäre hingegen positiv. Dieses Phänomen tritt weder bei dem ebenfalls diskutierten SE-Cluster 1 auf noch bei der assoziierten ENSO-DEVELOP-Sequenz. Dafür wird es aber für zwei weitere Sequenz-PCs (ENSO-PERSIST und SE-PC 20) sowie für insgesamt drei Sequenz-Cluster (SE-CL 4, 14 und 15) beobachtet, auch im Zusammenhang mit der Niederschlagsvariabilität anderer Regionen, wie beispielsweise Saudi-Arabien oder Iberien. Da dieser Vorzeichenwechsel in den Kopplungen nicht nur mit den SE-PCs, sondern auch den SE-CLs auftritt, kann das methodenspezifische Konstruktionsschema der Sequenz-PCA als Ursache ausgeschlossen werden.

Es stellte sich vielmehr heraus, dass der Vorzeichenwechsel zwischen Nieder- und Hochtroposphäre bereits im interannuellen Schwankungsverhalten der Sequenzzeitreihen selbst angesiedelt ist. Dieses Charakteristikum der Sequenzen wird mit Hilfe von Tabelle 7.6 verdeutlicht, die einen Vertikalschnitt für die Kopplungsintensitäten zwischen der 1000 hPa-Zeitreihe des ENSO-DEVELOP- bzw. ENSO-TRANS-Modus sowie der beiden SE-Cluster 1 und 15 und ihren restlichen Geopotentialzeitreihen zeigt. Die niedrigen Troposphärenschichten der ENSO-DEVELOP-Sequenz und des SE-Clusters 1 repräsentieren ein vergleichbares interannuelles Variabilitätssignal (s. zweite und dritte Spalte von Tab. 7.6). Für den ENSO-DEVELOP-Modus zeigen die mit der Höhe abnehmenden Korrelationskoeffizienten, dass die interannuellen Luftdruckschwankungen ab etwa dem 500 hPa-Niveau zunehmend von denen des 1000 hPa-Niveaus

abweichen; der Zusammenhang mit der Hochtroposphäre ist statistisch nicht mehr signifikant. Für SE-CL 1 setzt die Differenz zwischen nieder- und mittel- bzw. hochtroposphärischer Variabilität erst in der Hochtroposphäre ein, dort bleiben dennoch signifikante Zusammenhänge zur Niedertroposphäre aufrechterhalten.

Ein anderes Bild liefern der ENSO-TRANS-Modus und der Sequenz-Cluster 15: die Zeitreihen des 500 hPa-Niveaus (bzw. des 700-400 hPa-Niveaus bei SE-CL 15) sind weder denen der unteren noch denen der oberen Troposphärenniveaus ähnlich. Dafür weisen aber jeweils nieder- und hochtroposphärische Zeitreihen ein ähnliches interannuelles Schwankungsverhalten auf, allerdings mit genau gegensätzlichem Vorzeichen. Beim ENSO-TRANS-Modus tritt die Antikorrelation durch die hohen Koeffizientenbeträge ($r \geq -0.80$) stärker noch zu Tage als beim SE-Cluster 15. Die Zeitreihenschwankungen einzelner hochtroposphärischer Luftdruckniveaus (z.B. 150 hPa) verlaufen beinahe genau entgegengesetzt zu denen der 1000 hPa-Zeitreihe. Abbildung 7.24 verdeutlicht das einerseits mit dem gleichgerichteten Verlauf der 1000 hPa- und 850 hPa-Zeitreihe (li.) und andererseits mit dem gegensätzlichen Verlauf der 1000 hPa- und 200 hPa-Zeitreihe (re.).

Eine zirkulationsdynamische Interpretation dieses Vorzeichenwechsels ist jene, dass der ENSO-

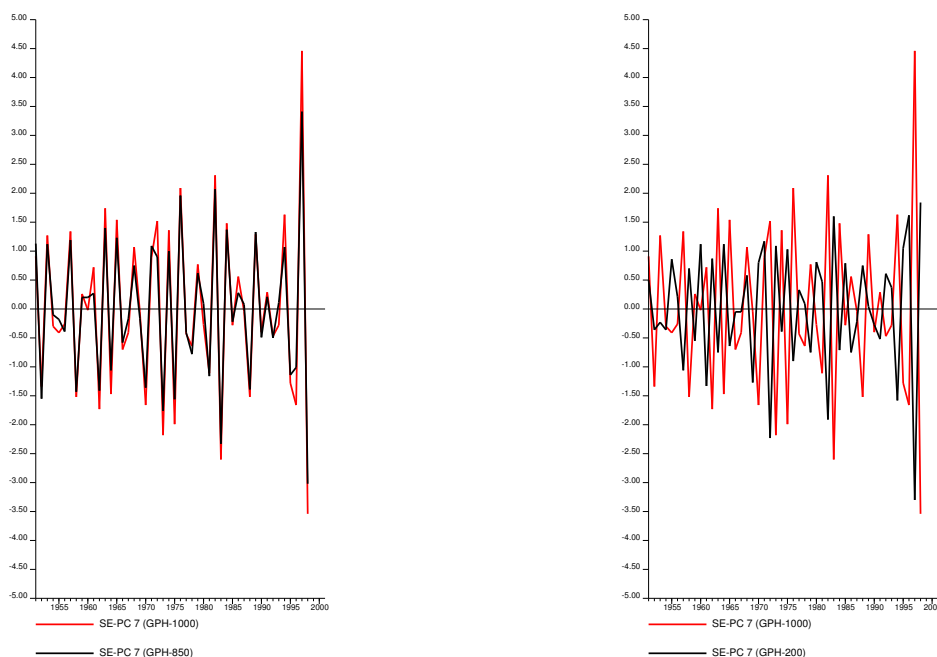


Abb. 7.24: Luftdruckzeitreihen des ENSO-TRANS-Modus: links für das 1000 hPa- (rot) und 850-hPa Niveau (schwarz) und rechts für das 1000 hPa-Niveau (rot) und 200 hPa-Niveau (schwarz).

TRANS-Modus, sowie der SE-Cluster 15, Gitterpunktgruppen repräsentieren, die gleichzei-

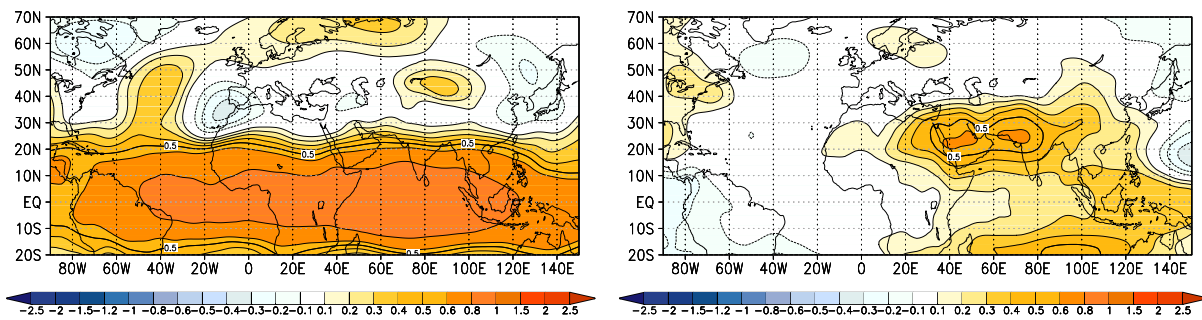


Abb. 7.25: Ladungsmuster (über alle Luftdruckniveaus) der ENSO-DEVELOP-Sequenz im August-Oktobermittel und der ENSO-TRANS-Sequenz im Oktober-Dezembermittel. Der Abstand der Linien gleicher Ladungen (Korrelationskoeffizienten) beträgt 0.1; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen.

tig entweder mit Tiefdruckanomalien in der Niedertroposphäre und Hochdruckanomalien in der Hochtroposphäre oder umgekehrt mit Hochdruckanomalien in der Niedertroposphäre und Tiefdruckanomalien in der Hochtroposphäre einhergehen. Eine derartige Dynamik ist beispielsweise in thermischen Druckgebilden wie dem indischen Sommerhitzetief realisiert.

Die bislang unbeachteten Ladungsmuster der Sequenz-PCs geben weiteren Aufschluss über die Ursprungsregion des repräsentierten interannuellen Anomaliesignals und erklären, weshalb sich ein Vorzeichenwechsel in den Geopotential-Zeitreihen ereignet. Sie sind in Abbildung 7.25 für beide Sequenzen zu Vergleichszwecken im August-Oktobermittel dargestellt. Für die ENSO-TRANS-Sequenz ist das der Saisonabschnitt mit den maximalen Ladungsbeträgen, nicht aber für die ENSO-DEVELOP-Sequenz, deren Ladungsbeträge in den nachfolgenden Herbst- und Wintersaisonabschnitten noch ansteigen.

Der ENSO-DEVELOP-Modus weist im Spätsommer bzw. Frühherbst signifikante Ladungsbeträge beinahe ausschließlich mit der tropischen Troposphäre auf (Abb. 7.25, li.). Das wohlbekannte Band der positiven Troposphärenkopplung zwischen 20° N und 20° S, dass uns bereits sowohl in einzelnen Pseudoladungsmustern wie auch bei den Niederschlagstelekonnectionsmustern begegnete, tritt hier als dominante Korrelationsregion auf. Über dem Nordatlantik greift eine Auswölbung schwacher Positivkorrelationen nordwärtig aus, die mit einem weiteren schwachen Positivzentrum am nördlichen Kartenrand, westlich des Urals, in Verbindung zu stehen scheint. Das Bild wird komplettiert durch ein schwaches positives Kopplungszentrum über Tibet und ein schwaches negatives Kopplungszentrum nordöstlich von Iberien. Die Ladungen in allen genannten Telekonnectionszentren, die unabhängig vom Band der tropischen Troposphärenkopplung auftreten, bewegen sich in einer Größenordnung von $r = 0.30$ und fallen weitaus schwächer aus als die Positivladungen im Einzugsbereich des tropischen Kopplungszentrums ($r \geq 0.70$). Daraus lässt sich ableiten, dass der ENSO-DEVELOP-Modus die interannuelle Va-

riabilität der tropischen Troposphäre widerspiegelt.

Der ENSO-TRANS-Modus hingegen präsentiert ein abweichendes Muster: maximale Ladungen in der Höhe von $r \geq 0.60$ treten räumlich stärker begrenzt als in der ENSO-DEVELOP-Sequenz auf und heben die Troposphärenregion über Nordpakistan und Saudi-Arabien hervor (Abb. 7.25, re.). Ein weiteres und schwächeres positives Kopplungszentrum stellt sich mit der Troposphärenregion über dem subtropischen Indik auf der Südhalbkugel ein ($r \geq 0.50$). Die beiden Zentren hängen durch eine schwach positive Korrelationsregion über dem tropischen Indik und dem indomalayischen Archipel zusammen.

Da der fokussierte Saisonabschnitt im Übergang vom Sommer zum Herbst liegt, fällt die Region maximaler Ladungsbeträge über Nordpakistan und Saudi Arabien mit dem Wirkungsbereich des indischen Sommermonsuns zusammen. Da sich die SE-PC-Ladungen nicht vertikal differenzieren lassen - gleichzeitig auch der Grund dafür, weshalb eigenständig Pseudoladungsmuster erstellt wurden - repräsentieren sie parallel sowohl die Variabilität des bodennahen persisch-arabischen und indisch-pakistanischen Hitzetiefs als auch die der Höhenantizyklonen darüber. Deshalb muss die Differenzierung zwischen den gleichzeitig ablaufenden, aber unterschiedlich gerichteten Luftdruckanomalien zwischen Nieder- und Hochtroposphäre durch die Luftdruckzeitreihen der unterschiedlichen Atmosphärenniveaus erfolgen. Darin ist der Grund für den Vorzeichenwechsel in der Kopplung zwischen den nieder- und hochtroposphärischen ENSO-TRANS-Zeitreihen zu suchen.

Die Pseudoladungen, die das sequenz-spezifische interannuelle Anomaliesignal vertikal differenziert abbilden, bestätigen dieses Bild. Sie können u.a. im Nachfolgekapiel (Kap. 7.2.7) für das 250 hPa-Niveau der ENSO-TRANS-Sequenz in Abbildung 7.27 eingesehen werden. Im 1000 hPa-Niveau (nicht dargestellt) treten über dem äquatorialen Indik süd- bis südöstlich von Südindien maximal positive Pseudoladungen auf. Sie beschreiben Lage- und/oder Intensitätsschwankungen im unmittelbaren Einzugsbereich des Indischen Monsuntroges. In der Hochtroposphäre manifestieren sich die einhergehenden Luftdruckschwankungen in den Regionen mit maximal negativen Pseudoladungen: sie sind im Einzugsgebiet der Tibethöhenantizyklone realisiert und kennzeichnen die Variation des Höhenluftdruckfelds im Zusammenspiel mit den bodennahen Konvektionsaktivitäten im Monsuntrog (Kap. 7.2.7, Abb. 7.27a, re). Zusätzlich lassen sich aber auch über dem südlich-zentralen Mittelmeerraum, dort, wo die sommerliche Luftmassensubsidenzregion verankert ist, die im vorangegangenen Kapitel im Bezug auf die ostmediterranen Vertikalwindbewegungen diskutiert wurde, maximal negative Pseudoladungen ausmachen.

Wie das Ladungsmuster des ENSO-TRANS-Modus zeigt, repräsentiert diese Sequenz die Variabilität des indischen Sommermonsunsystems; das Pseudoladungsmuster verlinkt übergreifend Regionen mit einem vergleichbaren Schwankungsverhalten. Unter diesen zählt die Tro-

posphäre über dem Mittelmeerraum zu den am engsten gekoppelten Gebieten, wie die hohen negativen Pseudoladungsbeträge im negativen ostmediterranen Telekonnektionszentrum anzeigen (vgl. Kap. 7.2.7, Abb. 7.27a, re).

Demnach lässt sich unter zirkulationodynamischen Gesichtspunkten folgende Prozesskette postulieren: bei vorherrschenden Tiefdruckanomalien (Hochdruckanomalien) im indischen Monsuntrog manifestieren sich in der Hochtroposphäre Hochdruckanomalien (Tiefdruckanomalien) in der Tibethöhenantizyklone und über dem südlich zentralen Mittelmeerraum. In Konsequenz muss die Luftmassensubsidenz über dem südlich-zentralen bis östlichen Mittelmeerraum stärker (schwächer) als im Mittel ausfallen. Die Betrachtungen der ENSO-TRANS-bedingten Vertikalwindgeschwindigkeitsanomalien des vorangegangenen Kapitels bestätigen das. Im Niederschlag der südlich-zentralen bis östlichen Mediterranregion muss sich das in Form von negativen (positiven) Anomalien ausdrücken.

Bezüglich der ENSO-TRANS gekoppelten Niederschlagsanomalien wurde bereits in Kapitel 7.2.5, bei der Diskussion der Kopplungsmechanismen zum iberischem Herbst-Niederschlag, festgestellt, dass die Anomaliebeträge moderater Natur sind und nicht höher als die des ENSO-DEVELOP-Modus ausfallen. Die hier angestellten Analysen lassen vermuten, dass die ausschließliche Betrachtung der Anomaliejahre eines einzigen Troposphärenniveaus im Falle des ENSO-TRANS-Modus ein nicht ganz vollständiges Bild zeichnet. Demzufolge wurden erneut Niederschlagskompositen gebildet, nun auf Basis der Anomaliejahre der 1000 hPa-Geopotentialzeitreihe und denen einer Geopotentialzeitreihe in der Hochtroposphäre. Wird zusätzlich die 300 hPa-Zeitreihe hinzugenommen, dann manifestiert sich eine deutliche Verstärkung des interannuellen ENSO-TRANS-Anomaliesignals im mediterranen Niederschlag. Dasselbe Prozedere für den ENSO-DEVELOP-Modus durchgeführt, ändert das Bild nicht wesentlich bzw. führt im Falle der positiven Niederschlagsanomalien sogar zu einer Signalabschwächung. Auf Abbildung 7.26 sind die Positivkompositen für gemeinsame ENSO-TRANS- bzw. ENSO-DEVELOP-Anomalien im 1000 hPa- und 300 hPa-Niveau für das September-Novembermittel dargestellt. Im Vergleich mit den Positivkompositen beider Sequenzen, die ausschließlich auf den Anomaliejahren des 1000 hPa-Luftdruckniveaus basieren (Kap. 7.2.5, Abb. 7.22a, b, re.), kann diese Signalverstärkung bzw. -abschwächung ausgemacht werden. Die stärksten Niederschlagsanomalien manifestieren sich außerdem auf dem Gebiet der Niederschlagsregion Israel und untermauern die Hypothese, dass Anomalien im Luftmassenabstieg über dem südlich-zentralen bis östlichen Mittelmeerraum in Folge von Intensitätsanomalien im indienmonsunabhängigen Höhenluftdruckfeld als potenzielle Ursache für die ostmediterranen Niederschlagsanomalien in Frage kommen. Es lässt sich zusammenfassen, dass die gemeinsame nieder- und hochtroposphärischen Variabilität des ENSO-TRANS-Modus in einem stärkeren und stärker linearen Signal im mediterranen Niederschlag resultiert als die des ENSO-DEVELOP-Modus.

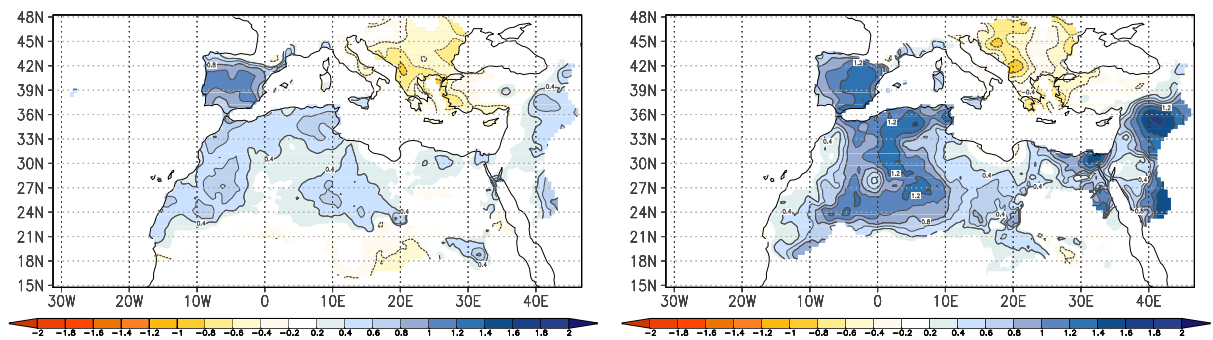


Abb. 7.26: Mittlere standardisierte Niederschlagsanomalien in den gemeinsamen positiven Anomaliejahren der 1000 hPa- und 300 hPa-Luftdruckfeldzeitreihe der ENSO-DEVELOP-Sequenz (li.) und in gemeinsamen positiven 1000 hPa- und negativen 300 hPa-Anomaliejahren des ENSO-TRANS-Modus (re.). Blaue Farben markieren Positiv-, gelbe und rote Farben Negativanomalien.

Darin ist die Ursache zu sehen für die gleichzeitig stärkste Kopplung unter den ENSO/ISM-Sequenz-PCs mit dem Mittelmeer-Niederschlag. Demzufolge müssen die mit den Sequenzen einhergehenden Luftdruckanomalien nicht gleichzeitig in der Nieder- und Hochtroposphäre mit gleicher Intensität ausgeprägt sein. Regionale Luftdruckanomalien in einem bestimmten Höhengniveau, gekennzeichnet durch Abweichungen vom Mittelwert der Sequenz-Zeitreihe von über einer Standardabweichung, müssen nicht zwingend in den anderen oder allen Luftdruckniveaus in vergleichbarer Intensität mitvollzogen werden.

Da der ENSO-TRANS-Modus die Variabilität des indischen Sommermonsunsystems auf sich vereinigt, verleihen die positiven Ladungsbeträge über dem südhemisphärischen subtropischen Indik der indienmonsungekoppelten Variabilität eines südhemisphärischen Zirkulationsphänomens Ausdruck (vgl. 7.25). Sie repräsentieren die interannuellen Schwankungen in der Maskarenenantizyklone in Folge des indienmonsunbedingten Luftmassenabstiegs auf der Südhalbkugel. Abhängig davon indizieren die positiven Ladungen ebenfalls die Intensitätsschwankungen der aus der Antizyklone ausströmenden Luftmassen, die den einfließenden bodennahen Ast der Indienmonsunzirkulation stellen. Diese Vorstellung wird beispielsweise auch durch die Studie von Dima & Wallace (2003) gestützt, die eine „Solstizial-Form“ der Hadleyzelle benennt, die jeweils mit kurzer zeitlicher Verzögerung (6 Wochen, vgl. Dima & Wallace (2003)) auf die Sonnenzenitstände an den Wendekreisen ausgebildet ist. Dima & Wallace (2003) lokalisieren den aufsteigenden Ast der Hadleyzirkulation dann in der kontinentalen Monsunregion der sommerhemisphärischen Subtropen und den absteigenden in den Subtropen der Winterhemisphäre.

7.2.7 Analogien zwischen den Niederschlags-Telekonnektionen und Luftdrucktelekonnektions-Sequenzen

In Kapitel 7.2.2 wurden insgesamt drei Niederschlags-Telekonnektionsmuster den führenden beiden Sequenz-PCs durch Musterkorrelation zugeordnet. Der ENSO/ISM-Modus wurde in die ENSO-DEVELOP-Sequenz integriert und der SCAND/WAGI- und WASI-Modus wurden der ENSO-DECAY-Sequenz beigeordnet. Die Diskussion der drei Niederschlags-Telekonnektionsmuster aus dem ersten Teil der Arbeit soll nun um die Aspekte ergänzt werden, die sich im Rahmen der Sequenz-Analysen manifestieren.

Parallelen zwischen der ENSO-DEVELOP-Sequenz und dem ENSO/ISM-Modus

Obwohl das Verfahren der Musterkorrelation den ENSO/ISM-Modus eindeutig in die ENSO-DEVELOP-Sequenz integriert, wurde bereits mehrfach darauf verwiesen, dass für diese Niederschlags-Telekonnektion ebenfalls große Überschneidungen mit dem ENSO-TRANS-Modus auftreten. Beispielsweise überschneiden sich die signifikanten Korrelationen mit dem ENSO-TRANS-Modus stärker mit signifikanten ENSO/ISM-Ladungen in den Saisonabschnitten der Niederschlagsregionen als die signifikanten Korrelationen mit dem ENSO/DEVELOP-Modus. Der ENSO/ISM-Modus, das wurde in Kapitel 6.2.2 auf Abbildung 6.8 dargestellt, repräsentiert vor allem die Fernkopplungsmuster des westlichen (Iberien, Nordmauretanien, Algerien), des südlich-zentralen (Libyen), des südöstlichen (Ägypten, Saudi Arabien) und östlichen (Israel) Mittelmeerraums im Spätsommer und Frühherbst. Die höchsten Ladungsbeträge verzeichnen die Saisonabschnittsmittel Algeriens und Libyens, die größten Kopplungsintensitäten stellen sich mit der iberischen Niederschlagsregion ein. Mit dem Ladungsmuster im westlichen und östlichen Mittelmeerraum ist das Korrelationsmuster des ENSO-TRANS-Modus stärker deckungsgleich als das der ENSO-DEVELOP-Sequenz. Das rührt vor allem daher, dass mit der ENSO-TRANS-Sequenz mehr Saisonabschnitte signifikant korreliert sind und somit ein höheres Potenzial für Übereinstimmungen mit den zahlreichen signifikanten ENSO/ISM-Ladungen besteht. Gleichzeitig sind auch die Kopplungsintensitäten mit dem ENSO-TRANS-Modus höher als mit dem ENSO-DEVELOP-Modus und stimmen darin eher mit den hohen regionalen ENSO/ISM-Ladungsbeträgen sowie den hohen regionalen NINO3.4-Korrelationen überein: der Iberienniederschlag ist mit beiden dieser Sequenzen maximal im Juni-Novembermittel korreliert - mit dem ENSO-DEVELOP-Modus in einer Höhe von $r = 0.60$, mit dem ENSO-TRANS-Modus höher noch mit einem Korrelationskoeffizienten von $r = 0.72$. Eine Ausnahme stellt der mediterrane Südosten dar: die Ladungsmuster in den Saisonabschnittsdiagrammen Ägyptens und Saudi Arabiens gleichen stärker den ENSO-DEVELOP- als den ENSO-

TRANS-Korrelationen, da mit der erstgenannten Sequenz auch positive Frühsommerkorrelationen verzeichnet werden, die sich ebenfalls im ENSO/ISM-Ladungsmuster wiederfinden. Auch finden die positiven Ladungen auf den türkischen Sommerniederschlag in den sommerlichen Positivkorrelationen mit der ENSO-DEVELOP-Sequenz eine Entsprechung, nicht aber mit der ENSO-TRANS-Sequenz. Hingegen werden die negativen ENSO/ISM-Ladungen auf die langen Sommer-Saisonabschnitte der beiden Südsommerniederschlagsregionen Nordniger und Nordt-schad mit einer Negativkopplung in vergleichbaren Saisonabschnitten ausschließlich von der ENSO-TRANS-, nicht aber von der ENSO-DEVELOP-Sequenz nachgezeichnet.

Trotz dieser großen Affinitäten zur ENSO-TRANS-Sequenz stimmt das Fernkopplungsmuster des ENSO/ISM-Modus sehr viel besser mit dem luftdruckinternen Fernkopplungsmuster des herbstlichen ENSO-DEVELOP-Sequenzausschnitts überein. Das wird an Abbildung 7.27 deutlich, auf der die iberische Korrelationskarte als ENSO/ISM-Stellvertreterin den entsprechenden ENSO-DEVELOP- bzw. ENSO-TRANS-Sequenzausschnitten gegenübersteht. Darüber hinaus ist auch die vergleichbare israelische Korrelationskarte abgebildet, die mit einer hohen Ladung ebenfalls vom ENSO/ISM-Modus repräsentiert wird. Zunächst erinnert der ENSO-DEVELOP-Sequenzausschnitt (Abb. 7.27a) an das wohlbekannte Fernkopplungsmuster des ENSO/ISM-Modus, so wie er auch durch die iberische Korrelationskarte perfekt abgebildet wird (vgl. Abb. 7.27c). Der Fernkopplungsausschnitt aus der ENSO-TRANS-Sequenz sieht diesem Telekonnektionsmuster sehr ähnlich (Abb. 7.27b). Dennoch treten Unterschiede zu Tage. Beispielsweise bewegt sich das positive Korrelationsband der tropischen Troposphäre nicht im statistisch signifikanten Bereich⁴. Weiterhin ist das negative bandförmige Primärkopplungszentrum über den nordhemisphärischen Subtropen im ENSO-DEVELOP-Modus über dem Mittelmeerraum in zwei Kernregionen aufgesplittet. Im ENSO-TRANS-Modus hingegen tritt es stärker zusammenhängend auf mit betragsmäßig maximalen Korrelationen über dem südlich-zentralen Mittelmeerraum.

Betrachtet man die beiden Niederschlags-Telekonnektionskarten daneben, dann stimmt die iberische Karte zweifelsohne optimal mit dem Ausschnitt der ENSO-DEVELOP-Sequenz überein und sehr viel weniger gut mit dem der ENSO-TRANS-Sequenz. Die israelische Telekonnektionskarte hingegen gleicht in einigen Teilbereichen stärker dem ENSO-TRANS-Modus, als das für die Iberienkarte der Fall ist: auch hier ist beispielsweise die tropische Troposphärenkopplung nicht signifikant (Abb. 7.27d). Und über dem westlichen Nordatlantik im Einzugsbereich des Azorenhochs ist nicht wie im ENSO-DEVELOP-Modus oder der Iberienkarte ein Nord-Süd

⁴Das resultiert daraus, dass der Vorzeichenwechsel der tropischen Geopotentialanomalie im Rahmen der ENSO-TRANS-Sequenz erst später einsetzt und sich in diesem Saisonabschnitt die Umstellung veräußert; im ENSO-DEVELOP-Modus hingegen ist der Vorzeichenwechsel bereits eingeleitet.

ausgerichtetes, elliptisches Positivzentrum ausgebildet; vielmehr erscheint ein ovales West-Ost-Kopplungszentrum direkt über dem Zentralatlantik, wie es auch im ENSO-TRANS-Modus angezeigt ist - dort befinden sich die zentrenkonstituierenden Korrelationskoeffizienten allerdings nicht im statistisch signifikanten Bereich. Das subtropische negative Primärkopplungszentrum hingegen ist wie im ENSO-DEVELOP-Sequenzausschnitt über dem Mittelmeerraum in zwei Kernregionen aufgespalten. Gleichzeitig ist das ostmediterrane Kerngebiet aber größer, und für seine abweichende Form könnte auch der Einfluss des großen zentralostmediterranen ENSO-TRANS-Zentrums eine Rolle spielen.

Schlussfolgernd lässt sich festhalten, dass die israelische Niederschlags-Korrelationskarte Luftdruckfernkopplungseigenschaften aus „ostmediterraner Perspektive“ anzeigt, sowie sie zum Teil auch im ENSO-TRANS-Sequenzausschnitt, nicht aber im ENSO-DEVELOP-Ausschnitt realisiert sind. Das ist wenig verwunderlich, denn in Kapitel 7.2.6 wurde festgehalten, dass die ENSO-DEVELOP-Sequenz die tropische Luftdruckvariabilität widerspiegelt, die ENSO-TRANS-Sequenz hingegen die indische Monsunzirkulationsdynamik auf sich vereinigt. Insofern kann erwartet werden, dass ein Fernkopplungsmuster aus der zuletzt genannten Sequenz Luftdruckfeldanomalien des Untersuchungsgebiets ebenfalls von „einem östlich gelegenen Standpunkt“ aus darstellt und somit der Israelkorrelationskarte näherkommt.

Wenn nun die einzelnen Niederschlags-Telekonnektionskarten solche geringfügigen und manchmal nicht ganz unwesentlichen Differenzierungen noch herausstellen können, ist das jedoch in den „zentralen Fernkopplungsmuster-Typen“, die durch die Telekonnektionsmuster-Hauptkomponentenanalyse gewonnen werden, nicht mehr gegeben. Die Methodenwahl fällt sicher zusätzlich ins Gewicht. Denn selbst wenn von jedem „Typus“ an Korrelationskarten - dem iberischen bzw. westmediterranen und dem israelischen bzw. ostmediterranen - die annähernd gleiche Anzahl im Eingangsdatensatz vertreten wäre, dann dürfte es für die Telekonnektionsmuster-PCA dennoch annähernd unmöglich sein, die beiden als unabhängige Fernkopplungsmuster zu beschreiben: denn es weichen weder die Telekonnektionsmuster der beiden Sequenzen stark voneinander ab noch existieren große Unterschiede im zeitlichen Schwankungsverlauf, sonst würden beide Sequenzen nicht mit annähernd denselben Niederschlagsregionen in denselben Saisonausschnitten und in vergleichbarer Höhe korrelieren.

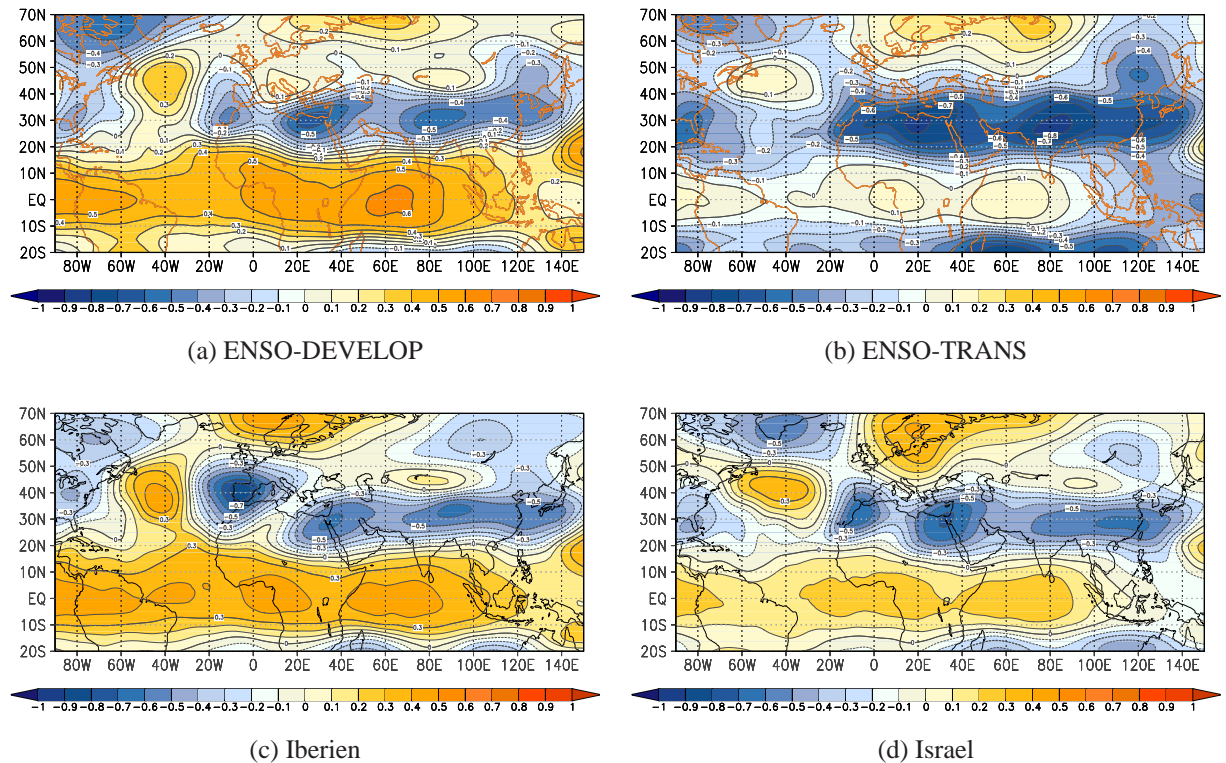


Abb. 7.27: Sequenzausschnitte der Pseudoladungen für das 250 hPa- August-Oktobermittel der ENSO-DEVELOP- (a) bzw. ENSO-TRANS-Sequenz (b); sowie die Korrelationskarten des Iberienniederschlags (c) und Israelniederschlags (d) in ebendemselben Saisonabschnitt und Luftdruckniveau. Der Abstand der Linien gleicher Pseudoladungsbeträge bzw. Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1. Gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Korrelationskoeffizienten.

Mit Hilfe der Sequenz-Analysen hingegen gelingt es, die Niederschlagstelekkonnection des ENSO/ISM-Modus in insgesamt zwei Sequenzen weiter zu differenzieren: in die ENSO-DEVELOP-Sequenz einerseits, die mit sich entwickelnden ENSO-Extremphasen in Verbindung gebracht wird, und in die ENSO-TRANS-Sequenz andererseits, die mit Phasenwechseln der *El Niño-Southern Oscillation* einhergeht. Die Luftdruckanomalie-Abfolgen, die mit diesen beiden Sequenzen einhergehen, unterscheiden sich nicht sehr stark. Demnach werden ENSO-Phasenwechsel und die Entstehung von ENSO-Extremphasen von ähnlichen Fernkopplungsmustern im Untersuchungsgebiet begleitet. Auch zeigen beide sowohl in den regionalen und saisonalen mediterranen Kopplungsschwerpunkten sowie bezüglich der Kopplungsintensitäten und -richtungen große Überschneidungen und darüber hinaus große Übereinstimmungen mit der ENSO/ISM-Niederschlags-Telekkonnection. Es ist also demnach absolut gerechtfertigt, die ENSO/ISM-Niederschlags-Telekkonnection in eine dieser Sequenzen einzuordnen. Auf Basis der doch deutlichen Musterübereinstimmungen wird die ENSO-DEVELOP-Sequenz präferiert.

Da aber beide dieser Sequenz-Modi hoch mit der Variabilität der *El Niño-Southern Oscillation* und dem indischen Sommermonsun gekoppelt sind, bestätigt sich letztendlich in beiden Fällen der gemeinsame ENSO/Indienmonsun-Einfluss im mediterranen Niederschlagsfeld, wie er bereits im ersten Teil der Arbeit in Form der führenden Telekonnectionsmuster-Hauptkomponente herausgestellt wurde.

Parallelen zwischen dem ENSO-DECAY- und dem SCAND/WAGI-Modus

Eine weitere Niederschlags-Telekonnection, der SCAND/WAGI-Modus, wird in die Fernkopplungsmuster-Abfolge einer ENSO-gekoppelten Sequenz-PC eingeordnet. Mit dem Verfahren der Musterkorrelation wird der SCAND/WAGI-Modus dem Februar-Mai-Ausschnitt der luftdruckinternen ENSO-DECAY-Sequenz für ähnlich befunden. Die SCAND/WAGI-Niederschlagstelekonnection repräsentiert gleichzeitig sowohl die Variabilität des *Scandinavia Patterns* als auch die des Guineaküstenniederschlags und deren Zusammenhang zur mediterranen Niederschlagsvariabilität im Winter und im Frühjahr. Vor allem in der Niederschlagsvariabilität des Zentral- und Westmittelmeerraums lassen sich diese Bezüge nachweisen (vgl. Kap. 6.3.2). Dass sich die SCAND/WAGI-Niederschlags-Telekonnection nun in den Rahmen der ENSO-DECAY-Sequenz einordnen lässt, was auch diese Niederschlagstelekonnectionen in den Kontext des ENSO-Zusammenhangs stellt, dafür sprechen mehrere Parallelen:

- Bereits bei der Diskussion des SCAND/WAGI-Kopplungsmusters wurde auf die spiegelbildliche Ähnlichkeit zum ENSO/ISM-Modus hingewiesen, die sich vor allem in der Konfiguration der beiden positiven Kopplungszentren über dem Nordatlantik und Skandinavien und dem tropischen Korrelationsband festmachen ließ (vgl. Kap. 6.3.1). Die spiegelbildliche Ähnlichkeit der ersten beiden Telekonnectionsmuster-Hauptkomponenten wurde postuliert und rückte den SCAND/WAGI-Modus in die Nähe der ENSO-Variabilität.
- Die signifikanten negativen Ladungsbeträge der zweiten gekoppelten Telekonnections-PC auf die Herbst-, Winter- und Frühjahrssaisonabschnitte des NINO3.4-Index untermauerten diese Hypothese (vgl. Kap. 6.3.2, Abb. 6.20). Der Zusammenhang zwischen dem SCAND/WAGI-Modus und der Variabilität der *El Niño-Southern Oscillation* wurde deswegen nicht weiterverfolgt, weil für die repräsentative SCAND/WAGI-Niederschlagsregion Zentral-MED keine NINO3.4-Korrelationen gefunden werden konnten, die auch nur annähernd das Ladungsmuster dieser Niederschlags-Telekonnection abdeckten. Potenzielle Zusammenhänge konnten somit nicht ausreichend statistisch belegt werden.
- Signifikante positive Ladungen des SCAND/WAGI-Modus entfielen vor allem auf Saisonabschnitte von Niederschlagsregionen im Zentral- und Westmittelmeerraum am Win-

terende und im Frühjahr. Damit stimmt sowohl regional als auch saisonal die Negativkopplung zwischen mediterranem Niederschlag und dem ENSO-DECAY-Modus überein: sie manifestiert sich vor allem im Frühjahrsniederschlag der zentralen und westlichen Mediterranregion. Dass die positiven Ladungen einer negativen Niederschlagskopplung gegenüberstehen, erklärt sich durch die gegensätzlichen Phasen, in denen der SCAND/WAGI- und der ENSO/DECAY-Modus extrahiert wurden.

- Es wurde darüberhinaus zwischen dem Sommerniederschlag der Türkei und der Indexzeitreihe des *Scandinavia Patterns* eine Positivkopplung ermittelt, die zwar nicht in den zeitlichen Wirkungsbereich des SCAND/WAGI-Modus fiel, wohl aber zu einem vergleichbaren Zeitpunkt stattfindet wie die hier herausgestellte Negativkopplung zwischen dem ENSO-DECAY-Modus und dem türkischen Sommerniederschlag. Vor allem wenn man die Türkei-Saisonabschnittsdiagramme der *Scandinavia Pattern*-Korrelationen (vgl. Kap. 6.3.5, Abb. 6.27) und der Korrelationen mit dem Sequenz-Cluster 15, der mit dem ENSO-DECAY-Modus assoziiert ist (s. Kap. 7.2.3, Abb. 7.10), ins Auge fasst, wird diese Übereinstimmung deutlich.

Neben diesen Überschneidungen ließen sich weitere Hinweise dafür finden, dass der SCAND-/WAGI-Modus und der fokussierte ENSO-DECAY-Sequenzausschnitt ein vergleichbares Fernkopplungsmuster repräsentieren. Zunächst wurden die signifikanten Korrelationen, die zwischen dem NINO3.4-Index und der Niederschlagsregion Zentral-MED auftreten - die Region, welche die repräsentative Korrelationskarte für den SCAND/WAGI-Modus liefert - erneut betrachtet. Die signifikanten NINO3.4-Korrelationen, das wurde bereits erwähnt, sind nicht deckungsgleich mit dem Ladungsmuster des SCAND/WAGI-Modus. Das sind sie vor allem nicht wegen der geringen Anzahl an signifikanten Korrelationen, die sich zwischen dem NINO3.4-Index und dem zentralmediterranen Niederschlag einstellen, die nur in zwei Saisonabschnitten auftreten. Da diese Korrelationen mit einem Zeitversatz versehen sind, wurden die Zusammenhänge, die sich dahinter verbergen, schematisch betrachtet. Sie wurden außerdem den sich zeitgleich manifestierenden WAGI-Kopplungen, die für den Zentral-MED-Niederschlag sehr hoch ausfallen, gegenübergestellt. In Abbildung 7.28 wird das Resultat dieser Gegenüberstellung in Form einer Schemazeichnung festgehalten.

Der zentralmediterrane Niederschlag im April ist mit dem NINO3.4-Index des Januars ($r = -0.44$) negativ korreliert. In Abbildung 7.28a ist das durch einen roten Pfeil verdeutlicht. Demzufolge fällt im April nach einem im Zentralpazifik ausgebildeten El Niño-Ereignis in der zentralen Mediterranregion tendenziell weniger Niederschlag als im Mittel. Gleichzeitig ist der April-Niederschlag aber auch mit einem negativen Zeitversatz von acht Monaten positiv und etwas höher mit dem NINO3.4-Index des Oktobers bis Dezembers korreliert ($r = 0.47$, Dezem-

ber). In der Schemazeichnung auf Abbildung 7.28a ist diese Beziehung durch den grünen Pfeil markiert. Anknüpfend an den eben beschriebenen Zustand bildet sich also tendenziell im fortschreitenden Jahresverlauf der Jahre, in denen der Aprilniederschlag im Zentralmittellmeerraum negativ ausfällt, ein La Niña-Ereignis aus. Die unterschiedlichen Vorzeichen in der simultanen und der zeitversetzten Korrelation lassen sich mit den unterschiedlichen ENSO-Zyklusphasen erklären.

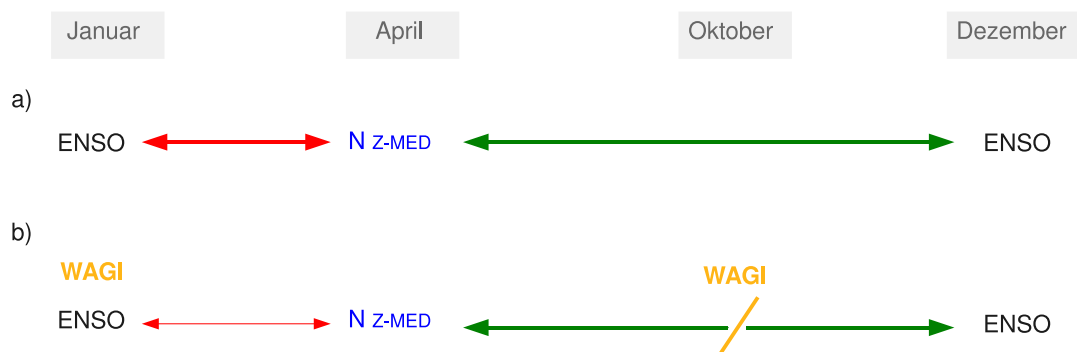


Abb. 7.28: Schema über die positive (grüner Pfeil) und negative (roter Pfeil) statistische Beziehung zwischen dem zentralmediterranen Niederschlag im April und der NINO3.4-Variabilität im Januar bzw. Herbst/Winter, wie sie durch bivariate Korrelationen wiedergegeben wird (a) und wie sie in Form von partiellen Korrelationskoeffizienten unter Ausschluss der WAGI-Variabilität dargestellt wird. (b).

Die Frage, ob nun aber nach einem Kausalzusammenhang zwischen dem zentralmediterranem April-Niederschlag und dem ENSO-Zyklus im darauffolgenden Herbst/Winter gesucht werden muss, löst sich durch die Betrachtung der partiellen Korrelationskoeffizienten. Die Zentral-MED/ENSO-Korrelation zwischen April und Dezember wird genau dann insignifikant, wenn man den Variabilitätsanteil der WAG-Indexzeitreihe des Oktobers auspartialisiert. Demzufolge kann als eigentliche Ursache für die Zentral-MED/ENSO-Korrelation die Kopplung zwischen der Variabilität des Guineaniederschlags und des zentralmediterranen Niederschlags im Herbst bzw. Winter angesehen werden. Im Oktober beträgt diese Kopplung noch moderatere $r = 0.58$, im viermonats-gemittelten November-Februarsaisonabschnitt hingegen schnellst sie in die Höhe und erreicht $r = 0.83$. Im unteren Teil von Abbildung 7.28 (b) wird dementsprechend der WAGI als Bindeglied zwischen dem zentralmediterranen Niederschlag und der ENSO-Variabilität dargestellt, ohne den die Zentral-MED/ENSO-Beziehung zwischen April und Winter aufbricht. Die negative ENSO-/Zentral-MED-Korrelation zwischen Januar und April hingegen wird ohne

den WAGI-Einfluss des Januars geringer, sie bleibt aber signifikant (vgl. Abb. 7.28b, dünner roter Pfeil.)

Dass der ENSO-DECAY-Modus den ENSO-Part im eben erläuterten Schema der Zusammenhänge zwischen ENSO, WAGI und Zentral-MED-Niederschlag abbilden kann, ist durch die hohe Korrelation dieser Sequenz mit der NINO3.4-Indexzeitreihe gesichert ($r = 0.94$, Januar-Februar). Um zu prüfen, ob auch die skizzierte WAGI-Beziehung mit der Variabilität dieser Sequenz erklärt werden kann, und ob sich darüberhinaus auch Verbindungen zum *Scandinavia Pattern*-Index als der zweiten, vom SCAND/WAGI-Modus repräsentierten Telekonnektion, herstellen lassen, wurde die Zeitreihe der ENSO-DECAY-Sequenz mit denen der beiden Indizes korreliert. Gleichzeitig sollte geklärt werden, ob sich statistische Beziehungen zu weiteren wichtigen Telekonnektionen zeigen. Deshalb wurde der ENSO-DECAY-Modus auch mit den Indexzeitreihen des WASI, der NAO, der AO, der EA, der EA/WR und des Nordatlantischen Tripols (NATL) in Verbindung gebracht. Um potentielle Zusammenhänge zumindest ungefähr zeitlich zu verorten, wurden nur die ein- bis sechsmonatigen Saisonabschnitte dieser Indizes herangezogen. Alle zwölf Luftdruckzeitreihen des ENSO-DECAY-Modus wurden mit den saisonalen Indexzeitreihen korreliert. Anschließend wurde der maximal positive bzw. maximal negative Korrelationskoeffizient für jeden Telekonnektions-Index ermittelt und in ein Säulendiagramm eingetragen. Auf Abbildung ist 7.29 dieses Diagramm dargestellt.

Der ENSO-DECAY-Modus erzielt mit dem WAG-Index die betragsmäßig maximale Korrelation von $r = -0.64$ im Januar-Märzmittel. Auch wenn das SCAND/WAGI-Muster durch Musterkorrelation nicht dem Januar-März-, sondern dem Februar-Aprilmittel der ENSO-DECAY-Sequenz zugeordnet wurde, so überschneiden sich diese beiden Saisonabschnitte sehr stark. Der Januar-März-Saisonabschnitt wurde außerdem in der Diskussion um den SCAND/WAGI-Modus bereits fokussiert: einerseits als der Saisonabschnitt, in dem sich der stärkste Zusammenhang zwischen Guineaküstenniederschlag und westmediterranem Luftdruckfeld veräußerte; andererseits war auch die Kopplung zwischen dem westmediterranen Niederschlag (Februar-April) maximal zeitversetzt mit diesem Saisonmittel des WAG-Index korreliert.

Der Zusammenhang zur Variabilität der *Scandinavia Pattern*-Indexzeitreihe ist schwieriger zu interpretieren. Auch hier stellt sich eine signifikante Negativkopplung in der Höhe von $r = -0.61$ ein. Allerdings nicht mit einem Frühjahrs-Saisonabschnitt des *Scandinavia Pattern*-Index, sondern mit dem Juli-Dezembermittel dieser Telekonnektion. Der Zusammenhang zwischen dem (zentral-)mediterranen Niederschlag und der zeitlichen Variabilität des *Scandinavia Patterns* manifestierte sich aber im Frühjahr und nicht im Herbst und/oder Winter. Die einzige Erklärung, die sich für diese Diskrepanz finden lässt, ist jene, dass die ENSO-DECAY-Sequenz-Zeitreihe nicht den außertropischen Variabilitätsanteil abbildet, der im Frühjahr dem Negativmodus des *Scandinavia Patterns* entspricht.

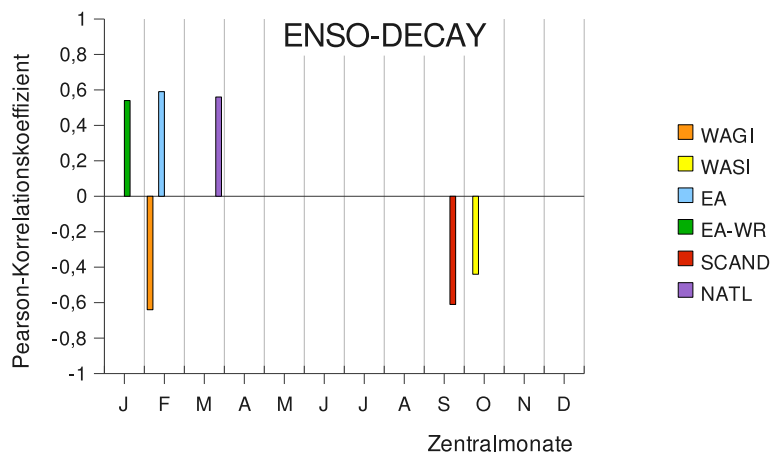


Abb. 7.29: Maximale bzw. minimale Korrelationskoeffizienten (Säulen) zwischen einer der insgesamt zwölf Luftdruckniveauzeitreihen der ENSO-DECAY-PC und einer der ein- bis sechsmonatigen Zeitreihen verschiedener Telekonnektionsindizes: WAGI (orange), WASI (gelb), EA (hellblau), EA/WR (grün), *Scandinavia-Pattern* (SCAND, rot) und dem Nordatlantischen Triopol (NATL, violett). Der Zentralmonat der Telekonnektions-Indexzeitreihen ist auf der x-Achse aufgetragen. Die y-Achse fasst die Höhe des Pearsonkorrelationskoeffizienten.

Bei der Analyse des SCAND/WAGI-Modus fiel bereits auf, dass das *Scandinavia-Pattern* und der Westafrika-Guineaniederschlagsindex nur schwach gekoppelt sind und sich demnach weitestgehend unabhängig voneinander im Mittelmeerniederschlag zeigen. Deshalb ist denkbar, dass sich im hier fokussierten Frühjahrssaisonabschnitt einerseits außertropische Variabilitätsanteile manifestieren, die durch die Telekonnektion des *Scandinavia Patterns* repräsentiert sind, und andererseits Zusammenhänge mit der innertropischen Zirkulationsdynamik hervortreten, wie sie der WAGI bzw. in übergreifender Form die ENSO-DECAY-Sequenz verkörpern.

Die gemeinsamen Schwankungsanteile des ENSO-DECAY-Modus mit den weiteren fokussierten Telekonnektions-Indizes sollen zumindest kommentiert sein: sowohl mit dem *East Atlantic-Pattern* als auch dem *East Atlantic/West Russia-Pattern* manifestieren sich gemeinsame interannuelle Schwankungsanteile von $r = 0.59$ (Januar-März) bzw. $r = 0.54$ (Januar). Die moderate Übereinstimmung, die sich mit der Zeitreihe des Nordatlantischen Tripols im März einstellt ($r = 0.56$), lässt sich in der ENSO-DECAY-Sequenz sogar erkennen: vor allem in den ersten beiden Sequenz-Ausschnitten (JFM und FMA) gleicht die Telekonnektionszentren-Konfiguration über dem Westatlantik denen im bereits diskutierten EA-WR/NATL-Modus.

Es lässt sich festhalten, dass sich die Zusammenhänge zwischen Guineaniederschlag und dem SCAND/WAGI-Modus bestätigen, und dass diese Zusammenhänge die Einordnung des SCAND-/WAGI-Modus in den Frühjahrsausschnitt der ENSO-DECAY-Sequenz rechtfertigen. Diese Zuordnung wird darüberhinaus durch mehrere Indizien gestützt, wie z.B. durch die Überschneidungen in den Zusammenhängen mit dem mediterranen Niederschlag: sowohl der SCAND/WAGI-Modus als auch die ENSO-DECAY-Sequenz steht für eine Negativkopplung mit dem zentral- und westmediterranen Niederschlag im Frühjahr. Sowohl im Niederschlag der West- als auch dem der Zentral-Mediterranregion lässt sich zeitgleich eine statistische Verbindung zum Guineaküstenniederschlag nachweisen. Mit dem zentralmediterranen Niederschlag fällt sie höher aus. Im Westmittelmeerraum lässt sich dafür die ENSO-Kopplung im Frühjahr durch negative Korrelationen zwischen Frühjahrsniederschlag und dem NINO3.4-Index stützen. Im Zentralmittelmeerraum ist der Nachweis der ENSO-Kopplung schwierig. Es wurde gezeigt, dass sowohl die ENSO als auch die Guineaküsten-Niederschlagsvariabilität mit der ENSO-DECAY-Sequenz im Frühjahr in Verbindung gebracht werden dürfen. Der Guineaküsten-Niederschlag hat allerdings einen sehr viel kleineren gemeinsamen Schwankungsanteil mit der Sequenz-Zeitreihe vorzuweisen als die *El Niño-Southern Oscillation*. Gleichwohl veräußert sich im Mittelmeerraum im Frühjahr, vor allem in der zentralen Mediterranregion, viel stärker der Bezug zur Guineaküste als zur NINO3.4-Region. Demnach stellt die Sequenz-Zeitreihe ein geeignetes Instrument dar, um den Zusammenhang mit beiden Regionen zu beschreiben, denn sie ist nicht nur mit den beiden Telekonnections-Indizes, sondern auch mit dem Niederschlag im West- und Zentralmittelmeerraum hoch korreliert.

Sowohl in der ENSO-DECAY-Sequenz als auch im SCAND/WAGI-Modus tritt die Azorenhochvariabilität als der entscheidende Steuermechanismus für die west- und zentralmediterrane Niederschlagsvariabilität auf. In beiden Fernkopplungsmustern finden die räumlichen Schwankungen der Azorenhochzelle in einem westmediterranen Primärkopplungszentrum Ausdruck, das in der ENSO-DECAY-Sequenz mit positivem und im SCAND/WAGI-Modus mit negativem Vorzeichen versehen ist. Während dieses Primärkopplungszentrum in der ENSO-DECAY-Sequenz Bestandteil der tropischen Troposphärenkopplung zu sein scheint, wurde im Rahmen des SCAND/WAGI-Modus vor allem die Verbindung zu einem dominanten außertropischen Kopplungszentrum über Fennoskandien herausgestrichen. Die Annahme, dass beide Telekonnectionsmuster eine sich entsprechende Fernkopplung im Untersuchungsgebiet repräsentieren, einerseits luftdruckintern und andererseits als Niederschlags-/Luftdruckfeldkopplung, regt zur Überlegung an, ob sich das Fennoskandienzentrum des *Scandinavia Patterns* im Frühjahr als außertropische Antwort auf die ENSO-gekoppelten Luftdruckanomalien der tropischen Hochtroposphäre interpretieren lässt - in einer Wellenkonfiguration mit der subtropischen Azoren-

hochanomalie in etwa. Um eine solche Hypothese zu stützen, wären allerdings weiterreichende Analysen notwendig, eventuell auch unter zu Hilfenahme von experimentellen, einfachen Klimamodellen, was den Rahmen dieser Arbeit aber übersteigt.

So lässt sich eines aber mit höherer Sicherheitswahrscheinlichkeit formulieren: die Zuordnung zwischen dem SCAND/WAGI-Modus und der ENSO-DECAY-Sequenz hat zur Folge, dass die Fernkopplungseigenschaften des mediterranen Niederschlags, die im ersten Teil der Arbeit primär auf den außertropischen Einfluss des *Scandinavia Patterns* zurückgeführt wurden, nun ebenfalls in die Nähe der ENSO-Variabilität rücken. Das bedeutet, dass die positiven SCAND/WAGI-Ladungen, die verstärkt die Frühjahrs-Fernkopplungsmuster des West- und Zentralmittelmeerraums repräsentieren, letztendlich auch als stellvertretend für die negative ENSO-Frühjahrs-Kopplung betrachtet werden müssen. Und dass demnach nicht nur die führende Niederschlags-Telekonnections-PC, sondern auch die zweitgewichtigste in Verbindung zur Variabilität der *El Niño-Southern Oscillation* steht. Da der SCAND-/WAGI-Modus der ENSO-DECAY-Sequenz beigeordnet ist, kann abgeleitet werden, dass diese Niederschlags-Telekonnection zumindest teilweise aus der ENSO-Variabilität des Frühjahrs herrührt bzw. zum Teil von Luftdruckanomalien, die abklingende ENSO-Extremereignisse begleiten, konstituiert wird.

Parallelen zwischen dem ENSO-DECAY- und dem WASI-Modus

Auch wenn die Zuordnungen des ENSO/ISM- und des SCAND/WAGI-Modus zu den erläuterten Sequenz-PCs plausibel sind und folgerichtig erscheinen, für die Einordnung des WASI-Modus in den Mai-Juli-Ausschnitt der ENSO-DECAY-Sequenz finden sich keine ausreichenden Hinweise. Es lassen sich weder hinreichende Ähnlichkeiten zwischen den beiden Fernkopplungsmustern feststellen: beispielsweise fehlt das westmediterrane positive Primärkopplungszentrum, das im 500 hPa-Kopplungsmuster des WASI-Modus auftritt (s. Kap. 6.3.1, Abb. 6.29) im betreffenden Ausschnitt der ENSO-DECAY-Sequenz völlig (s. Kap. 7.2.2, Abb. 7.7). Auch werden zwischen Ladungs- und Korrelationsmuster keine Parallelen gefunden: die Niederschlagsregionen, die verstärkt von positiven Ladungen des WASI-Modus im Sommer betroffen waren (Ägypten, Nordniger und Nordtschad), zeigen in vergleichbaren Saisonabschnitten weder signifikante Positiv- noch Negativkorrelationen mit der ENSO-DECAY-Sequenz. Es wurde zwar eine signifikante Korrelation zwischen der ENSO-DECAY-Sequenz und dem WAS-Index gefunden, wie sich auch aus dem Säulendiagramm im letzten Unterkapitel ablesen lässt (s. Abb. 7.29). Sie fällt allerdings mit $r = -0.44$ sehr gering aus und entfällt darüberhinaus auf einen Saisonabschnitt außerhalb der Regenzeit (August-Januar). Demnach konnte das Verfahren der

Musterzuordnung für diesen Fall keine nachvollziehbare Zuordnung gewährleisten, da keine stützenden Argumente für Zusammenhänge zwischen diesen beiden Telekonnections-Mustern gefunden werden. Das mag daran liegen, dass die Niederschlags-Telekonnection des WASI-Modus an sich mit Unschärfen behaftet ist, die möglicherweise aus der Saisonabschnittsmittelung resultieren. Für die Interpretation des WASI-Modus war die Identifikation einer geeigneten repräsentativen Korrelationskarte bereits schwierig. Am Ende wurde eine sehr langgemittelte Korrelationskarte des Nordnigers herangezogen, was dafür spricht, dass diese Niederschlags-Telekonnection ein Muster repräsentiert, welches sich primär aus den Fernkopplungseigenschaften der langgemittelten Saisonabschnitte der Südsommerniederschlagsregionen konstituiert. In diesen Mustern treten häufig nur sehr schwache und räumlich diffuse Telekonnectionszentren auf, sicherlich auch auf Grund der Tatsache, dass in diese Saisonmittel Monate einfließen, in denen im Untersuchungszeitraum kein Niederschlag fällt. Und auch deshalb, weil konvektive Niederschlagsprozesse einen großen Beitrag zur Niederschlagsvariabilität dieser Regionen leisten, welche wiederum weniger eng an die großskalige Zirkulationsdynamik geknüpft sind und sich beschwerlicher mit großskaligen Telekonnectionsmustern in Verbindung bringen lassen. Da der WASI-Modus hier keiner Sequenz widerspruchsfrei zugeordnet werden kann, lassen sich die Unschärfen nur schwerlich auflösen. Darüberhinaus ist der WASI-Modus für die „mediterranen“ unter den Niederschlagsregionen nicht von großer Bedeutung, weshalb an dieser Stelle auf eine tiefergreifende Analyse verzichtet wird. In Kapitel 7.4 wird der Zuordnungsversuch zu einer weiteren Sequenz, SE-CL 6, diskutiert, mit der ebenfalls Musterüberschneidungen beobachtet werden.

7.2.8 Zusammenfassung

Insgesamt vier Sequenz-Hauptkomponenten und elf Sequenz-Cluster, das wurde zu Beginn dieses Themenkomplexes vermerkt, stehen in engem Zusammenhang mit der Variabilität der *El Niño-Southern Oscillation* und des indischen Sommermonsunsystems. Detaillierte Analysen zeigten, dass die Sequenz-PCs und die Sequenz-Cluster sowohl die Zusammenhänge mit den fokussierten tropischen Telekonnections-Indizes (NINO3.4, AIRI) als auch mit der mediterranen Niederschlagsvariabilität hinsichtlich der räumlichen und saisonalen Kopplungsschwerpunkte sowie der Kopplungsintensitäten sehr ähnlich abbilden. Das fiel bereits bei der systematischen Analyse der sequentiellen Ergebnisse unter methodischen Aspekten in Kapitel 7.1 auf und bestätigt sich nun auch in den inhaltlich orientierten Untersuchungen. Da die Sequenz-Cluster weder den Zusammenhang zu den tropischen Telekonnections-Indizes noch den zum Mittelmeerniederschlag besser erfassen als die Sequenz-PCs und letztgenannte gleichzeitig den Vorteil eines einfacher überschaubaren Ergebnisteils mit sich bringen, lag das Hauptaugenmerk

bei der Darstellung der zirkulationsdynamischen Interpretation auf den vier ENSO-gekoppelten Sequenz-PCs. Unter diesen erweisen sich vor allem drei als sehr bedeutsam für die mediterrane Niederschlagsvariabilität: die ENSO-DEVELOP-, die ENSO-DECAY- und die ENSO-TRANS-Sequenz.

Der ENSO-DEVELOP-Modus geht als der *leading mode* aus der Sequenz-PCA hervor und verkörpert primär die interannuelle, saisonal wenig differenzierte Variabilität der Troposphäre über den Tropen. In den mit dieser Sequenz assoziierten Meeresoberflächentemperaturanomalien zeichnet sich das Entwicklungsstadium von ENSO-Extremphasen ab etwa der Jahresmitte ab. Demzufolge sind die saisonal variierenden Luftdruckanomalien der ENSO-DEVELOP-Sequenz als atmosphärische Ausdrucksform sich entwickelnder ENSO-Extremphasen zu verstehen.

Auf die mediterrane Niederschlagsvariabilität nimmt diese Sequenz-PC den deutlichsten Einfluss im Spätsommer und Frühherbst. Die einhergehenden Fernkopplungsmuster lassen sich auf Grund der hohen Übereinstimmungen nicht nur zwischen den Mustern, sondern auch dem zeitlichen Ergebnisteil, als Analogon zum ENSO-/AIRI-Modus aus dem ersten Teil dieser Arbeit betrachten. Demzufolge verzeichnen in erster Linie die West- und Ostmediterraneanregion Niederschlagszugewinne in der diskutierten Positivphase der ENSO-DEVELOP-Sequenz. Im Westmittelmeerraum lassen sich für einzelne Niederschlagsregionen, wie z.B. Nordmauretanien, über 40 % der interannuellen Niederschlagsschwankungen der längeren Sommer-/Herbstmittel auf diesen Sequenz-Modus zurückführen.

Potentielle Kopplungsmechanismen zwischen Zirkulation und Niederschlag wurden im Bezug auf den Iberienniederschlag diskutiert. In der räumlichen Ausdehnung der Azorenhochzelle lässt sich die Ursache festschreiben: in anomal positiven ENSO-DEVELOP-Jahren bleibt die Antizyklone auf den Atlantik beschränkt und erlaubt einerseits atlantischen Zyklonen, über die Straße von Gibraltar in den Westmittelmeerraum vorzudringen. Andererseits können dort verstärkt autochthone Zyklongenese in Folge der abgeschwächten Hochdrucksituation entstehen. In den negativen Anomaliejahren überspannen Azorenhochausläufer den westlichen Mittelmeerraum und wirken Prozessen der konvektiven und dynamischen Niederschlagsentstehung entgegen.

So in etwa ließe sich das auch für eine weitere der stark mit ENSO-gekoppelten Sequenz-Hauptkomponenten formulieren, der ENSO-TRANS-Sequenz. Diese Sequenz geht mit Phasenwechseln in der *El Niño-Southern Oscillation* einher. Sowohl der zeitliche als auch der räumliche Kopplungsschwerpunkt stimmt mit dem des ENSO-DEVELOP-Modus sehr gut überein: ebenfalls vor allem im Niederschlag des West- und Ostmittelmeerraums (sowie auch der Tür-

kei) treten Positivanomalien in der diskutierten Positivphase der ENSO-TRANS-Sequenz im Sommer und Herbst auf. Ein Unterschied zum ENSO-DEVELOP-Modus ist jener, dass die Kopplung mit dem mediterranen Niederschlag in nahezu allen betroffenen Regionen stärker ausfällt. Für die iberische Halbinsel stellt sich der maximale Zusammenhang unter allen Niederschlagsregionen des Untersuchungsgebiets ein, dort erklärt die interannuelle Variabilität dieser Sequenz über 50% des längergemittelten iberischen Sommer-/Herbstniederschlags (Juni-Novembermittel).

Der ENSO-TRANS-Modus geht zwar mit ENSO-Phasenwechseln einher, vielmehr noch repräsentiert er aber die Variabilität der indischen Sommermonsunzirkulation, wie aus dem assoziierten Ladungsmuster hervorgeht. Demzufolge kann diese Sequenz-PCs als die indienmonsunabhängige Variabilitätskomponente im ENSO-/Indienmonsunsystem interpretiert werden. Ihr Varianzerklärungsanteil ist sehr viel geringer als der des ENSO-DEVELOP-Modus, der Kovarianzanteil mit dem mediterranen Niederschlag hingegen fällt höher aus als mit der ENSO-DEVELOP-Sequenz. Der geringe Varianzerklärungsanteil erklärt sich durch die sehr viel eingeschränkere räumliche Ausdehnung des indischen Sommermonsunsystems im Vergleich zur Troposphäre über den Tropen. Sehr viel weniger Gitterpunkte mit vergleichbaren interannuellen Schwankungseigenschaften entfallen demzufolge auf den ENSO-TRANS-Modus im Vergleich zur ENSO-DEVELOP-Sequenz, die das relativ homogene Schwankungsverhalten der tropischen Troposphäre mit einer Vielzahl von Gitterpunkten repräsentiert.

Für den ENSO-TRANS-Modus wurden die Kopplungsmechanismen für den westmediterranen Niederschlag ebenfalls am Beispiel der iberischen Niederschlagsregion diskutiert. Die westmediterranen Niederschlagsanomalien lassen sich auch im Kontext mit dieser SE-PC (SE-PC 7) auf die räumliche Expansion des Azorenhochs im Bereich seiner ostwärtigen Ausläufer zurückführen.

Ein wesentlicher Unterschied zwischen den beiden Modi blieb bislang unerwähnt und soll an dieser Stelle im Zusammenhang mit den Ergebnissen aus dem ersten Teil der Arbeit angesprochen sein: die ostwärtige Ausdehnung des Azorenhochs im negativen ENSO-DEVELOP-Modus (Entwicklung von La Niña-Ereignissen) hat mit den westwärtigen Sibirienhochausläufern im positiven ENSO-DEVELOP-Modus einen Gegenspieler. Sie treten besonders deutlich hervor, wenn man ausschließlich das Herbstdruckfeld betrachtet, wie in etwa bei der Diskussion der 1000 hPa-Kompositen in Kapitel 7.2.5 zur westmediterranen Niederschlagskopplung. Es wurde bereits im ersten Teil der Arbeit festgestellt, dass in ENSO-Zirkulationskompositen neben der Azorenhochvariabilität eine zusätzliche Hochdruckquelle über dem Balkan auftritt, die die Zusammenhänge zwischen dem NINO3.4-Index und der Balkan-Niederschlagsvariabilität verschleiert. Hier, im Kontext des ENSO-DEVELOP-Modus, präsentiert sich dasselbe Bild mit dem Unterschied, dass sich die Hochdruckquelle direkt über dem Balkan in Form von Sibirien-

hochausläufern präsentiert und nicht wie bei der Diskussion der ENSO-Kompositen mit einer fennoskandischen Hochdruckregion zusammenhängt. Auch aus den sequentiellen Resultaten lässt sich ableiten, dass sich im Balkanniederschlag der Zusammenhang mit der ENSO-Variabilität nicht zeigt, weil sich überlagernde Prozesse - die gegensätzliche räumliche Expansion unterschiedlicher Hochdruckzellen - zur Auslöschung des Signals in El Niño-Situationen führen. Und das wiederum lässt sich so nicht für den ENSO-TRANS-Modus beobachten, in dessen Anomaliejahren einzig die ostwärtigen Azorenhochausläufer modifiziert erscheinen. Diese Zusammenschau macht deutlich, dass die Niederschlagsvariabilität im West-, aber auch im Nordostmittelmeerraum im Sommer und Herbstübergang hochgradig und primär von der räumlichen Expansion der subtropischen Hochdruckzellen abhängt.

Auch im Frühjahr ist die Modulation der Hochdruckzellen als potentielles Moment der Signalübertragung zwischen der ENSO/ISM-Variabilität und dem mediterranen Niederschlag von Bedeutung. Eine dritte, stark mit dem NINO3.4-gekoppelte Sequenz, der ENSO-DECAY-Modus, wurde identifiziert, der mit einer negativen Niederschlagsentwicklung in weiten Teilen der Mediterranregion im Frühjahr gekoppelt ist. Die Luftdruckanomalien dieser Sequenz-PC gehen mit dem Ausklingen von ENSO-Extremphasen zu Sequenzbeginn einher - im diskutierten ENSO-DECAY-Positivmodus lösen sich El Niño-Ereignisse auf. Vor allem der Niederschlag des West- und Zentralmittelmeerraums ist dann von negativen Anomalien gekennzeichnet, die sich am stärksten in den Saisonabschnitten mit den Zentralmonaten Februar und März veräußern. Annähernd 40% der interannuellen Schwankungen des Frühjahrsniederschlags im Zentral-MED - der maximal mit dem ENSO-DECAY-Modus korrelierten Niederschlagsregion - lassen sich durch diese Sequenzen erklären. Es wurde herausgearbeitet, dass das Azorenhoch im Frühjahr während abklingender La Niña-Ereignisse stark auf den Atlantik beschränkt bleibt. Die Niederschlagskopplung mit dem zentralmediterranen Niederschlag wurde mit dann intensivierten autochtonen Zyklogeneseprozessen über dem Nordmittelmeer bei verringertem Hochdruckeinfluss über dem westlichen und zentralen Mittelmeerraum in Verbindung gebracht - eine Situation, die sich vornehmlich im Februar einstellt. Anders verhält es sich mit der Kopplung zum westmediterranen Niederschlag, die sich tendenziell eher im März manifestiert: in Ergänzung mit einer NAO(-)-ähnlichen Luftdrucksituation über dem Nordatlantik können südwärtig wandernde, atlantische Frontalzyklonen verstärkt über die Straße von Gibraltar in die Westmediterranregion eindringen, wo sie für positive Niederschlagsanomalien sorgen.

Mit der ENSO-DECAY-Sequenz wurde außerdem eine Negativkopplung mit dem Sommerniederschlag in der Türkei beobachtet und näher analysiert. In Jahren mit abklingenden El Niño-Ereignissen ist das Arabienhoch (sowie das Azorenhoch auch) an der Nordwestflanke verstärkt. Regionale Antizyklonalanomalien sorgen für regionalen Hochdruckeinfluss und stehen dem

südwärtigen Ausgreifen der außertropischen Westdrift und der Bildung von Tiefdrucktrögen über dem nordöstlichen Mittelmeerraum entgegen.

Bezüglich dieser Sequenz ist außerdem erwähnenswert, dass die Frühjahrs-Fernkopplungsmuster der ENSO-DEVELOP-Sequenz eine sehr starke Ähnlichkeit zu der Niederschlags-Telekonnection des SCAND/WAGI-Modus zeigen. Mehrere Hinweise sprechen dafür, hinter diesen beiden Telekonnectionsmustern ein- und dieselbe Fernkopplung zu vermuten. Demzufolge dürfen die SCAND/WAGI-Niederschlagskopplungen, die im ersten Teil der Arbeit im Kontext mit dem *Scandinavia Pattern* und dem Guineaniederschlag diskutiert wurden, auch im Zusammenhang mit der ENSO-Variabilität betrachtet werden. So hängen also die führenden beiden Variabilitätsmodi sowohl aus der Telekonnections-Analyse als auch aus der saisonal erweiterten Sequenz-PCA eng mit der Variabilität der *El Niño-Southern Oscillation* zusammen. Im Bezug auf den SCAND/WAGI-Modus schließt die ENSO-DECAY-Sequenz eine entscheidende Lücke: denn sie ist in der Lage, eine Verbindung zwischen der Niederschlagsvariabilität von Teilregionen des Mittelmeerraums (z.B. Balkan-Region) und der ENSO herzustellen, was mit der ausschließlichen Betrachtung der mediterranen Kopplungseigenschaften des NINO3.4-Index beispielsweise nicht gelingt.

Eine vierte Sequenz-PC zeigt hohe Überschneidungen mit dem Schwankungsverhalten der *El Niño-Southern Oscillation*: die ENSO-PERSIST-Sequenz, die Luftdruckanomalien während ganzjährig anhaltender ENSO-Extremphasen verkörpert. Sie ist mit der mediterranen Niederschlagsvariabilität im Sommer und Herbst ähnlich wie die ENSO-DEVELOP- und die ENSO-TRANS-PC gekoppelt: positive Niederschlagsanomalien treten vor allem im West- und Südostmittelmeerraum in positiven Anomaliejahren dieser Sequenz ein. Da die Kopplung allerdings sehr schwacher Natur ist, lag das Hauptaugenmerk bei der Interpretation und Darstellung der Kopplungsmechanismen auf den drei ausführlich erläuterten Sequenzen, der ENSO-DEVELOP-, der ENSO-TRANS- und der ENSO-DECAY-PC.

Im Rahmen dieser Diskussion traten die Anomalien der Intensität und primär der räumlichen Ausdehnung sämtlicher subtropisch- randtropischen Hochdrucksysteme (Azorenhoch, Arabienhoch) als Steuermechanismus für den mediterranen Niederschlag auf. Was ist die Ursache für die unterschiedliche Intensität und Ausdehnung der subtropischen Antizyklogen?

Für die stärker indienmonsunabhängigen Sequenzen, wie z.B. die ENSO-TRANS-Sequenz, lässt sich eine Theorie auf Basis der Arbeiten von Rodwell & Hoskins (1996) und Rowell (2001) aufstellen: demnach sind Differenzen in der sommerlichen Luftmassensubsidenz über dem südlich-zentralen Mittelmeerraum als Konsequenz von Intensitätsunterschieden in der indischen Sommermonsunzirkulation zu werten. Diese Differenzen finden möglicherweise Ausdruck im Vorhandensein oder der Abwesenheit der nordost- und südöstlichen Azorenhochaus-

läufer. In den Omega-Kompositen der ENSO-TRANS- und der ENSO-DEVELOP-Jahre, die mit einem starken Indienmonsun (starkem Luftmassenaufstieg über Indien) einhergehen, wird verstärkter Luftmassenabstieg über der zentralen und nordwest- bis südwestlichen Mediterranregion angezeigt (s. Kap. 7.2.5, Abb. 7.23). Gleichzeitig ist im Bodenluftdruckfeld dieser Jahre das Azorenhoch stark nach Osten ausgedehnt und überspannt den West- und Teile des Ostmittelmeerraums. Die betrachteten Sommer-Situationen, die im Kontext der Indienmonsun-zirkulations-Variabilität interpretiert werden können, wie z.B. die ENSO-TRANS-Sequenz, bestätigen demnach die Arbeiten von Rodwell & Hoskins (1996) und Rowell (2003).

Da die verbleibenden drei Sequenz-PCs hochgradig mit der Variabilität der *El Niño-Southern Oscillation* auch unabhängig von der des Indiensommermonsuns gekoppelt sind, kann weiterhin mit dem Temperaturgradienten zwischen Außertropen und Tropen argumentiert werden. Nach Diaz et al. (2001) verschärft sich während El Niño-Phasen in Folge von positiven Temperaturanomalien in der gesamten tropischen Hochtroposphäre der tropisch-außertropische Lufttemperaturgradient. Diese Temperaturanomalien konnten in annähernd allen ENSO-gekoppelten Sequenzen in Form der tropischen Troposphärenkopplung - Indiz für geopotentielle Höhenanomalien der höheren Troposphärenniveaus - ausgemacht werden. Als Resultat des verschärften Temperaturgradienten intensivieren sich die subtropischen Jetstreams und verlagern sich, wie die atlantischen Sturmbahen auch, nach Süden in Richtung Äquator (Diaz et al. 2001). Eine geringere nordwärtige Ausdehnung der subtropischen Hochdruckzellen ließe sich in solchen Situationen erwarten. Diese Entwicklung lässt sich auf die Zirkulationsanomalien, wie sie im Rahmen dieser Arbeit von sich anbahnenden El Niño-Ereignissen im Herbst beobachtet werden, übertragen. Zur Beschreibung des Zusammenhangs im Frühjahr, in denen El-Niño-Situationen von einem nordostwärtig expandiertem Azorenhoch und negativen mediterranen Niederschlagsanomalien gefolgt werden, passt sie weniger gut. Um bessere Antworten auf diese Fragestellung zu erhalten, ist ein Einblick in die zu grundlegenden dynamischen Prozesse notwendig. Experimentelle numerische Modellsimulationen, wie sie beispielsweise Gill (1982) für die Erforschung des atmosphärischen *Responses* auf troposphärische Wärmeanomalien durchführte, könnten zu weiterreichenden Erkenntnissen führen. Aus der vorliegenden Arbeit geht hervor, dass für Regionen wie den Mittelmeerraum, die ganzjährig dem Einfluss der subtropisch-randtropischen Hochdruckzellen unterworfen sind, die Erforschung dieses Zirkulationsphänomens nicht nur wünschenswert, sondern schlichtweg notwendig ist.

7.3 Indienmonsun-Komplex

7.3.1 Sequenzen im Zusammenhang mit der Indienmonsun-Variabilität

Unter den 25 Sequenz-PCs und 25 SE-Clustern befinden sich jeweils sechs Sequenzen, die einen beachtenswerten statistischen Zusammenhang mit der indischen Sommermonsunvariabilität aufweisen. „Beachtenswert“ bedeutet hier, dass der Betrag des Korrelationskoeffizienten zwischen den Zeitreihen einer Sequenz und dem *All India Rainfall*-Index höher als $r = 0.60$ ist. Vier dieser SE-PCs und drei der Sequenz-Cluster lassen sich in den Kontext des gemeinsamen ENSO/ISM-Einflusses einordnen und wurden im vorangegangenen Kapitel behandelt. Demzufolge verbleiben insgesamt zwei SE-PCs und drei SE-Cluster, die einen ENSO-unabhängigen Zusammenhang zur indischen Sommermonsunvariabilität zeigen. Dabei handelt es sich um SE-PC 17 und 20 sowie die SE-Cluster 12, 13 und 22 - demnach einerseits Hauptkomponenten mit geringeren Varianzerklärungsanteilen (jeweils ca. 2%) und andererseits SE-Cluster mit einem weitaus kleineren Umfang (3.46%, 3.40% bzw. 2.54% aller Gitterpunktzeitreihen) als die bislang diskutierten.

Bereits in Kapitel 7.1.2 wurde darauf hingewiesen, dass für die nachgeordneten SE-PCs häufig nur ein oder auch gar kein SE-Cluster gefunden werden kann, mit dem sich signifikante Überschneidungen in der zeitlichen Variabilität einstellen. Setzt man die Sequenz-Gesamtzeitreihen zueinander in Verbindung, dann werden keine statistisch signifikanten Zusammenhänge zwischen den Zeitreihen der hier fokussierten SE-PCs und SE-Cluster gefunden. Berechnet man die Korrelationskoeffizienten geopotentialspezifisch, also ausschließlich zwischen den Zeitreihen einzelner, sich entsprechender Luftdruckniveaus der Sequenzen, dann wird eine schwache Übereinstimmung zwischen der zwanzigsten SE-PC und SE-CL 13 angezeigt ($r = 0.45$).

In Tabelle 7.7 sind für alle Sequenzen die betraglichen Maximalkorrelationen mit dem AIRI gelistet. Durch partielle Korrelationsrechnung wurde überprüft, ob die AIRI-Korrelationen der Sequenzen unabhängig von der Variabilität der ENSO und den beiden westafrikanischen Niederschlagsindizes aufrecht erhalten bleiben. Das ist durchwegs der Fall. Da die partiellen Korrelationskoeffizienten nicht sehr stark von den nicht-partiellen abweichen, wurde auf eine Darstellung verzichtet.

Augenfällig ist die hohe Korrelation von $r = 0.82$, die SE-PC 20 mit dem indischen Niederschlagsindex erzielt. Die Korrelationsbeträge zwischen dem AIRI und den verbleibenden vier Sequenzen fallen moderater aus (ca. $|r| = 0.6$). Da es sich um SE-PCs mit sehr niedrigen Varianzerklärungsanteilen handelt, muss Vorsicht bei der Interpretation walten, weil es sich dabei aus-

Tab. 7.7: Statistisch signifikante Korrelationskoeffizienten ($\alpha = 0.05$) zwischen den Sequenz-Modi (erste Spalte) und dem *All-India-Rainfall-Index* in verschiedenen Saisonabschnittsmitteln (dritte Spalte) und verschiedenen Luftdruckniveaus (vierte Spalte).

Sequenz	$ r_{AIRI} $	Saison	GPH
SE-PC 17	-0.63	Okt.	1000
SE-PC 20	0.82	Jan.-Aug.	150
SE-CL 12	0.60	Okt.	100
SE-CL 13	0.66	Jun.-Feb.	700
SE-CL 22	-0.60	Mai-Juli	1000

schließlich um mathematische Artefakte handeln kann. Wenn einzelnen Sequenz-Ausschnitten jedoch Niederschlagstelekonnections-Muster aus dem ersten Teil der Arbeit zugeordnet werden können und sich die Fernkopplungsmuster der Sequenzen somit durch unabhängige Methoden herausstellen lassen, sinkt die Wahrscheinlichkeit, rein mathematische Konstrukte vorliegen zu haben.

Den drei Sequenz-Clustern lassen sich zwar nicht mit mehrheitlicher Übereinstimmung TelekonnectionsmusterPCs zuordnen. Dennoch sprechen sich immer jeweils zwei verschiedene von den vier, für die Zuordnung herangezogenen TP-Mustervarianten übereinstimmend für ein Sequenz-Cluster aus. Insofern lassen sich folgende Ähnlichkeiten festhalten:

- TP-PC 8 \Leftrightarrow SE-CL 12 (DJF)
- AO/NAO-Modus \Leftrightarrow (DJF) SE-CL 13 (MAM) \Leftrightarrow TP-PC 9
- TP-PC 11 \Leftrightarrow SE-CL 22 (NDJ)

Vor allem die nicht ausführlich erörterten Telekonnections-PCs 8, 9 und 11 werden in die drei Sequenz-Cluster 12, 13 und 22 eingeordnet. Daneben wird der AO/NAO-Modus dem Winter-Ausschnitt von SE-CL 13 für ähnlich befunden. Den zwei fokussierten Sequenz-PCs wird keines der Niederschlagstelekonnectionsmuster mit zweifacher Entsprechung zugeordnet.

7.3.2 Telekonnektionsmuster-Sequenzen mit Bezug zur Variabilität des ISM und des *East Atlantic/West Russia- Patterns*

Ladungs- und Pseudoladungsmuster der LABAJCA- und SUWA-NAPAK- Sequenz (SE-PC 17 und 20)

Auch wenn in die Fernkopplungsabfolgen der beiden Sequenz-PCs kein Niederschlags-Telekonnektionsmuster eindeutig eingeordnet werden kann, so müssen sie dennoch näher ins Auge gefasst werden. Denn vor allem SE-PC 20 zeigt eine erstaunlich hohe Kovariabilität mit der Zeitreihe des indischen Sommerniederschlags. Außerdem sind die Telekonnektionsmuster dieser PC-Sequenz sehr ähnlich zu denen des SE-Clusters 22; und in dessen Fernkopplungsmuster-Abfolge wiederum tritt ein Telekonnektionsmuster auf, das sich mit dem TP-PC 11-Kopplungsmuster vergleichen lässt. Zumindest ein indirekter Bezug lässt sich demnach zu einer der Niederschlags-Telekonnektionen aus dem ersten Teil der Arbeit herstellen.

Die Nähe zum indischen Sommermonsungeschehen, die sich bereits im hohen gemeinsamen Schwankungsanteil zwischen den Zeitreihen der beiden SE-PCs und der des *All-India-Rainfall-Index* ausdrückt, tritt auch in den Ladungsmustern der beiden SE-Hauptkomponenten zu Tage. In Abbildung 7.30 sind die Sequenzausschnitte dargestellt, in denen statistisch signifikante Ladungen verzeichnet sind. Für SE-PC 17 sind das die Dreimonatsmittel zwischen dem Juli-September- und dem November-Januar-Ausschnitt, für SE-PC 20 diejenigen zwischen dem April-Juni- und dem August-Oktobermittel. Für beide SE-PCs lassen sich also signifikante Ladungsbeträge im zeitlichen Wirkungsbereich der indischen Sommermonsundynamik ausmachen.

Im Ladungsmuster von SE-PC 17 tritt ein positives Kopplungszentrum zwischen dem nördlichen Kaspischen Meer und dem Bajkalsee mit maximalen Ladungsbeträgen zwischen Juli-September und September-November auf ($r \geq 0.60$). Im Oktober-Dezembermittel schwächt sich das Positivzentrum ab und über dem südlich-zentralen Mittelmeerraum bildet sich gleichzeitig ein schwach negatives Kopplungszentrum aus, das auch einen Saisonabschnitt später noch erhalten ist ($r \leq -0.50$). In den Sequenzausschnitten vor und nach den gezeigten treten keine signifikanten Ladungen auf.

Ähnlich verhält sich das für SE-PC 20, nur manifestieren sich die signifikanten Ladungen zu einem früheren Zeitpunkt in der Sequenz. Im Frühsommer (April-Juni) tritt im Einzugsbereich der Tibethöhenantizyklone über Pakistan ein Positivzentrum auf, das über den Sommer hinweg erhalten bleibt und sich intensiviert ($r \geq 0.60$). Zwischen Mai-Juli und Juli-September ist es räumlich nach Westen erweitert, überspannt den Mittelmeerraum und reicht bis über den Nord-

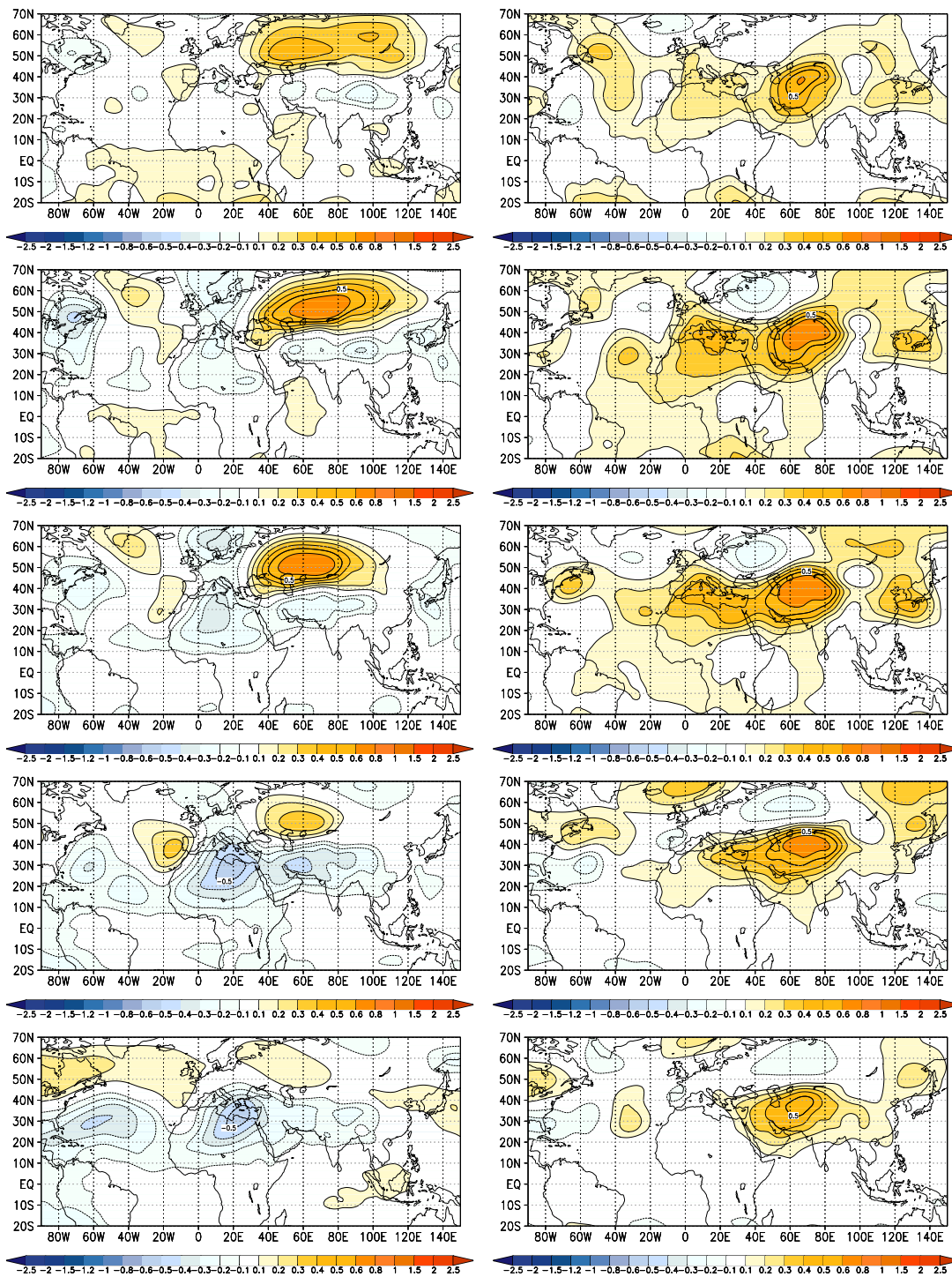


Abb. 7.30: Ladungsmuster der LABJACA-Sequenz (SE-PC 17, li.) für die dreimonatigen, überlappenden Saisonabschnitte zwischen Juli-September (JAS) und November-Januar (NDJ) und der SUWA-NAPAK-Sequenz (SE-PC 20, re.) für diejenigen zwischen April-Juni (AMJ) und August-Oktober (ASO). Gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Ladungsbeträge; zusätzlich zeigen die Isolinien die räumliche Ausdehnung gleicher Ladungsbeträge mit Linien im Abstand von 0.1 an.

atlantik. Im Juli-September-Saisonabschnitt beginnt bereits der ostwärtige Rückzug, der von einer einsetzenden Abschwächung der Ladungsbeträge begleitet ist, bevor sich das Zentrum zum Herbst hin auflöst.

Das Ladungsmuster von SE-PC 20 scheint einen sommerlichen Wellenzug in subtropischer Breitenlage zwischen dem Nordatlantik und der indischen Monsunregion zu repräsentieren. Deshalb wird diese Sequenz im Folgenden mit dem Kürzel SUWA-NAPAK versehen, was für „Subtropical Wave - North Atlantic-PAKistan“ steht. SE-PC 17 hingegen verkörpert ein Variabilitätsgebiet in der außertropischen Westdrift über Eurasien zwischen dem Kaspischen Meer und dem Bajakalsee. Infolgedessen wird SE-PC 17 nachfolgend als LABAJCA-Sequenz bezeichnet (engl.: LAke BAJkal - CAspian Sea). Da maximale Pseudoladungen in diesem eurasischen Zentrum vor allem im Sommer und Frühherbst hervortreten, ließe es sich einerseits als möglicher *Response* in der außertropischen Westdrift auf Intensitäts- und/oder Lage- bzw. Expansionsanomalien in der sommerlichen Indienmonsunantizyklone interpretieren oder aber andererseits als außertropische Signalquelle, die Einfluss auf die Monsunzirkulation nimmt. Dass diese Sequenz, wie es die Lage des Positivzentrums zunächst vermuten lässt, die räumliche Variation der westlichen sibirischen Kälteantizyklone beschreibt, wird durch den zeitlichen Auftrittsschwerpunkt in zum Teil sommerlichen Saisonabschnitten ausgeschlossen.

Das Ladungsmuster der SUWA-NAPAK-Sequenz lässt bereits die Schlussfolgerung zu, dass die Variabilität der indischen Sommermonsunzirkulation als ein maßgeblicher Einflussfaktor für die Entstehung- und Aufrechterhaltung dieser Telekonnections-Sequenz anzusehen ist. Aus dem Ladungsmuster der LABAJCA-PC wird ein potenzieller zirkulationsdynamischer Link zur indischen Monsundynamik weniger gut ersichtlich. Diesbezüglich geben die Pseudoladungsmuster weiterreichenden Aufschluss, die in Abbildung 7.31 für das 1000 hPa-Niveau dargestellt sind. Für die SUWA-NAPAK-PC sind die Sequenzausschnitte des Früh- und Hochsommers abgebildet, da in den restlichen Saisonabschnitten durchwegs niedrige Pseudo-Ladungswerte auftreten, die selten den Betrag von $r = 0.50$ überschreiten.

Das Pseudo-Ladungsmuster der LABAJCA-Sequenz ist zu Vergleichszwecken für die entsprechenden Saisonabschnitte zwischen Mai-Juni und Juli-September ebenfalls in Abbildung 7.31 im 1000 hPa-Niveau dargestellt. Vor allem die Fernkopplungsmuster des Mai-Juli- und des Juli-August-Mittels erscheinen wie das Negativ zu denen der SUWA-NAPAK-Sequenz. Besonders deutlich wird das an den negativen Pseudoladungswerten über dem Tibetplateau und dem südöstlichen China ($r \leq -0.60$), in Regionen, die in den vergleichbaren Sequenzausschnitten der SUWA-NAPAK-Sequenz „ausgespart“ bleiben.

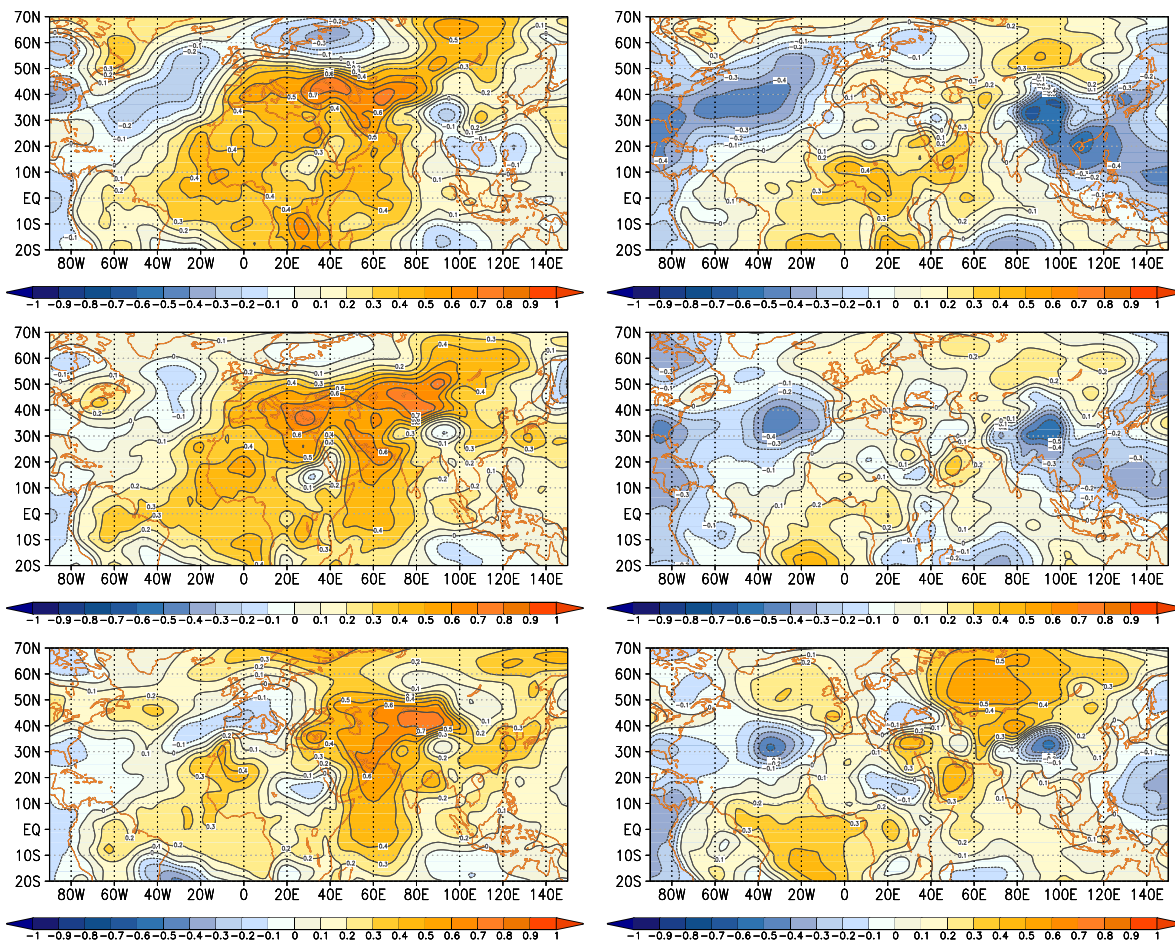


Abb. 7.31: Pseudo-Ladungsmuster der SUWA-NAPAK- (SE-PC 20 li.) und der LABAJACA-Sequenz (SE-PC 17) (re.) für die dreimonatigen, überlappenden Saisonabschnitte zwischen Mai-Juli (MJJ) und Juli-September (JAS) im 1000 hPa-Niveau. Der Abstand der Linien gleicher Pseudoladungsbeträge (Korrelationskoeffizienten) beträgt 0.1. Gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Korrelationskoeffizienten.

Darüber hinaus treten über dem zentralen Nordatlantik im Mai-Juliabschnitt Negativkorrelationen in der Höhe von $r = -0.40$ auf, die sich über die Britischen Inseln hinweg bis nach Finnland erstrecken. In der SUWA-NAPAK-Sequenz ist dort nur sehr schwach das Negativzentrum über Finnland angedeutet. Diese gegensätzlichen Eigenschaften des Pseudo-Ladungsmusters beider PC-Sequenzen deuten darauf hin, dass die beiden Sequenz-Modi durchaus in einem gemeinsamen Muster auftreten könnten und dass sie im Falle von weniger als 25 extrahierten Hauptkomponenten möglicherweise auch in Form einer einzigen Telekonnectionssequenz beschrieben worden wären. Dafür spricht außerdem, dass sie mit ähnlichen Telekonnectionsindizes, wie z.B. dem WAGI, in vergleichbarer Höhe gekoppelt sind, wie im nachfolgenden Kapitel

7.3.2 erläutert wird. Dort lässt sich auch abmachen, dass es für die SUWA-NAPAK-Sequenz die hochtroposphärischen Zeitreihen sind, die maximal mit dem *All-India-Rainfall-Index* korrelieren, bei der LABAJCA-Sequenz hingegen ist die 1000 hPa-Zeitreihe die am besten gekoppelte. Demzufolge können auch luftdruckniveauspezifische Variabilitätsunterschiede die Trennung der beiden Sequenzen beeinflusst haben.

In einem großräumigen positiven Kopplungszentrum, das die Troposphäre über Afrika, dem Mittelmeerraum und Asien einnimmt, treten zwei räumliche Schwerpunkte mit maximalen Ladungswerten auf ($r \geq 0.70$). Das ist zum Einen die Kernregion, die im Mai-Junimittel über dem Schwarzen Meer liegt und die sich einen Saisonabschnitt später, im Juni-Augustmittel, über die Türkei bzw. das ägäische Meer verlagert hat. Zum anderen befindet sich ein Kerngebiet mit hohen Ladungsbeträgen weiter westlich: im Mai-Juni-Saisonabschnitt zwischen Aralsee und dem Tian-Shan Gebirgszug und in den darauffolgenden beiden Abschnittsmitteln über der Kasachischen Schwelle. Das übergreifende großräumige Positivzentrum lässt sich in vergleichbarer räumlicher Ausdehnung bis in etwa das 600 hPa-Luftdruckniveau nachweisen. In der Mittel- und Hochtroposphäre hingegen ist die Anordnung und Intensität der Pseudo-Ladungsbeträge wenig aussagekräftig. Eine Ausnahme stellt das im 1000 hPa-Niveau nur angedeutete negative Fernkopplungszentrum über Finnland dar, das beispielsweise im 500 hPa-Niveau (nicht dargestellt) mit Ladungen von $r = -0.50$ besser zu Tage tritt und gleichzeitig die Beträge des dort weitaus schwächeren positiven Kopplungszentrums überschreitet.

Das lenkt den Blick auf SE-Cluster 22, dessen Fernkopplungs-Abfolge der SUWA-NAPAK-Sequenz sehr ähnlich ist, der gleichzeitig aber, anders als die Sequenz-PC, auch in der mittleren und hohen Troposphäre höhere Pseudoladungsbeträge vorzuweisen hat. Dieser SE-Cluster birgt das Potential, die Variabilitätsinformation der beiden diskutierten PC-Sequenzen zusammenzuführen.

Pseudoladungsmuster des EA-WR-SUM/AUT-Clusters (SE-CL 22)

Das Pseudo-Ladungsmuster der gesamten Sequenz ist auf Abbildung 7.32 für das 500 hPa-Niveau dargestellt. Zu Sequenz-Beginn kennzeichnet eine schwache Negativkopplung die tropische Troposphäre. Ab dem Spätfrühjahr in etwa (April-Juni) bildet sich über den nordhemisphärischen Subtropen ein Band an Negativkorrelationen aus. Drei Kerngebiete werden darin ersichtlich: ein moderates Negativzentrum über dem zentralen Nordatlantik, ein schwaches negatives Primärkopplungszentrum über dem zentralen Mittelmeerraum und ein deutliches negatives Fernkopplungszentrum über Pakistan. Während die Intensität des atlantischen und mediterranen Kopplungszentrums im darauffolgenden Saisonabschnitt (Mai-Juli) abnimmt, intensiviert sich das pakistanische Negativzentrum. Wiederum einen Sequenzausschnitt später,

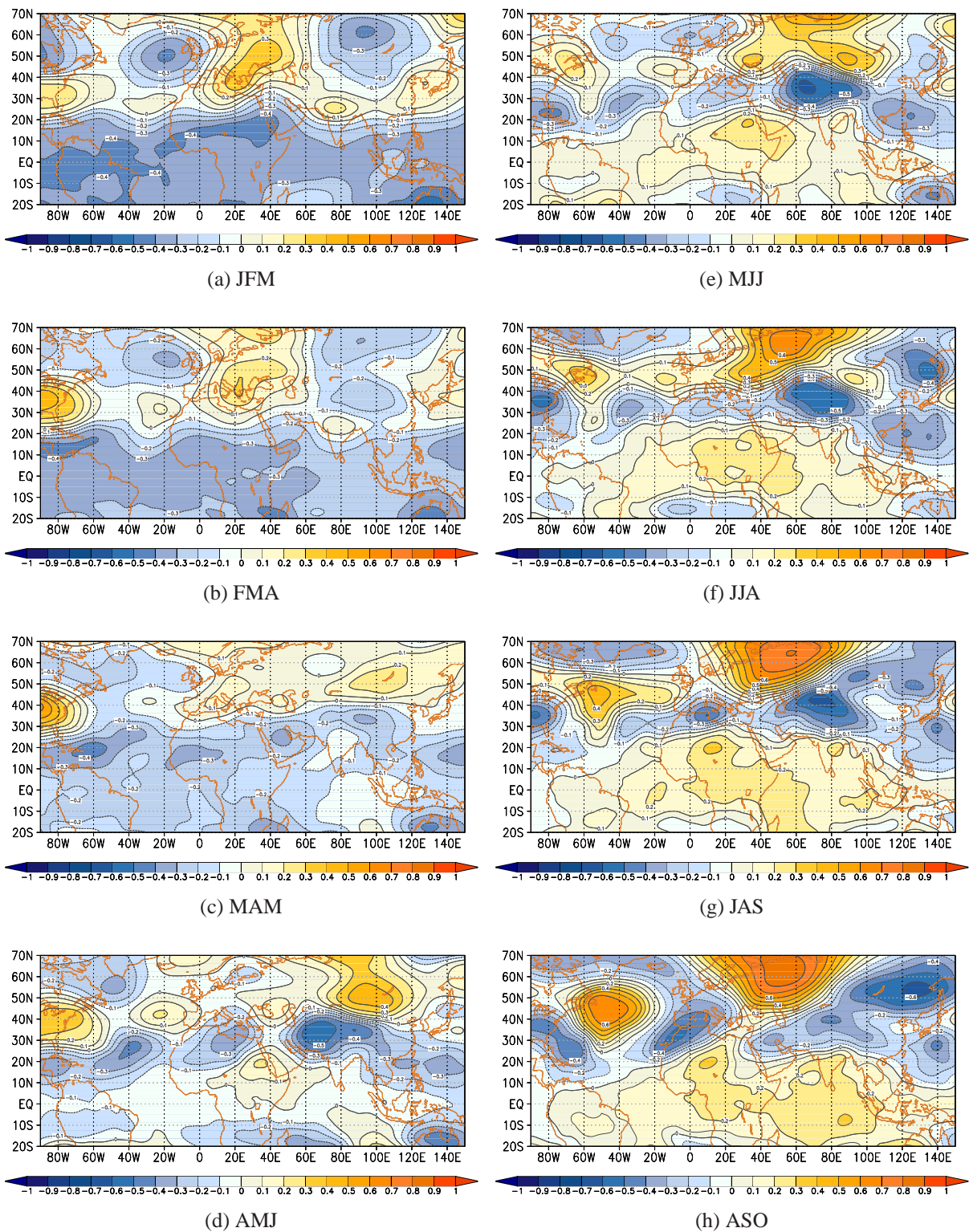


Abb. 7.32: Pseudo-Ladungsmuster des EA-WR-SUM/AUT-Clusters (SE-CL 22) für die dreimonatigen, überlappenden Saisonabschnitte zwischen JFM (oben) und DJF (unten) im 500 hPa-Niveau. Der Abstand der Linien gleicher Pseudoladungsbeträge (Korrelationskoeffizienten) beträgt 0.1. Gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Korrelationskoeffizienten; die violette Umrahmung hebt das Fernkopplungsmuster der Sequenzausschnitte hervor, das einer der Niederschlagstelekonnektionsmuster-Hauptkomponenten (violette Ziffer) für ähnlich befunden wird.

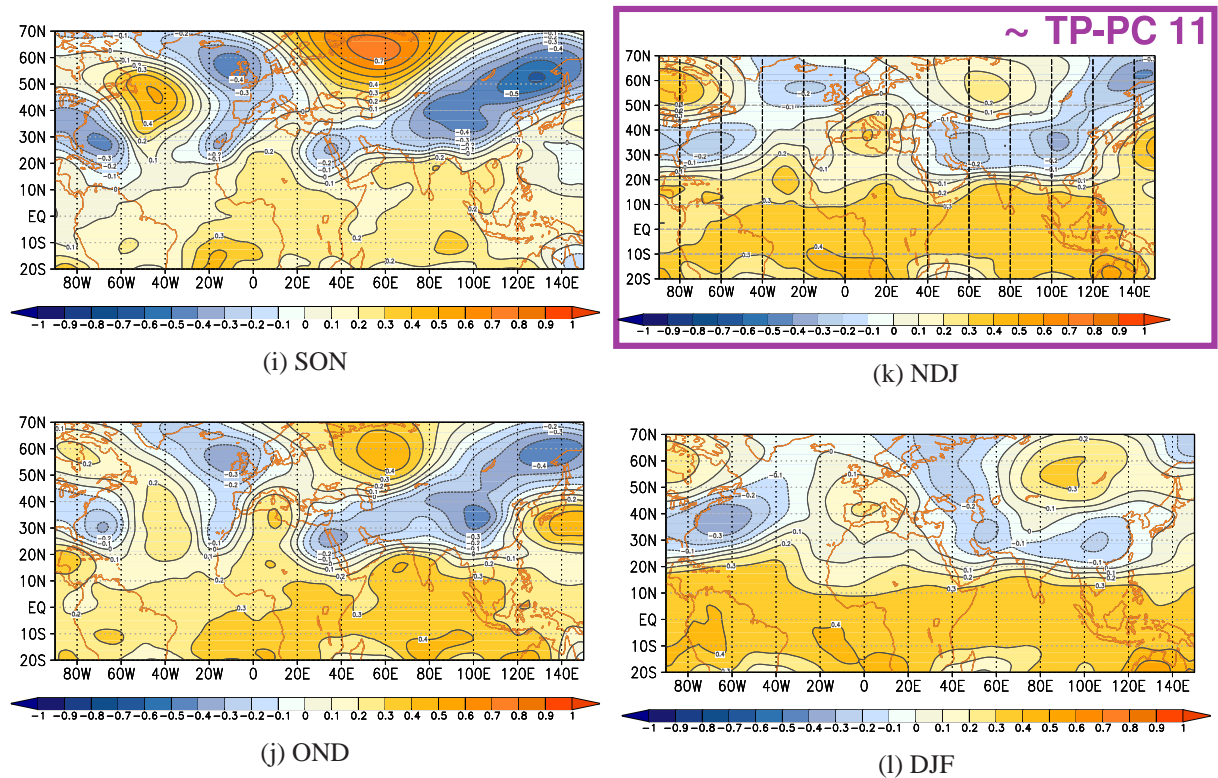


Abb. 7.32: Fortsetzung

im Juni-Augustmittel, beginnt nordöstlich des Pakistanzentrums und westlich des Urals die Ausbildung eines positiven Telekonnektionszentrums. Dieses Zentrum ist bis zum September-Novembermittel vorhanden und mit Korrelationen von $r \geq 0.80$ das stärkste Kopplungszentrum der gesamten Sequenz. Im Juni-Augustmittel verstärkt sich außerdem erneut das zentralmediterrane Negativzentrum, das dann nach Westen über Tunesien verlagert ist. Im August (August-Oktober) hat es sich noch weiter nach Westen zurückgezogen und liegt nun über der nordmarokkanischen Küste, während sich über dem zentralen Nordatlantik ein zweites Positivzentrum etabliert. Diese Zentren-Konfiguration löst sich ab September-November langsam auf. Gleichzeitig entwickeln sich schwach positive Korrelationen in der tropischen Troposphärenregion.

Im Anhang unter Abbildung B4 finden sich die vergleichbaren 500 hPa-Pseudo-Ladungsmuster der SUWA-NAPAK- und der LABAJCA-Sequenzen. Dort kann eingesehen werden, was hier nur textlich formuliert wird: vor allem in der zweiten Sequenz-Hälfte (Juni-August-Dezember-Februar) verbindet die Zentrenkonfiguration des SE-CL 22 die Fernkopplungsmuster der SUWA-NAPAK- und der LABAJCA-Sequenz. In den SUWA-NAPAK-Sequenzausschnitten fehlt beispielsweise das dominante Positivzentrum westlich des Urals, das sowohl in der LABAJCA-

Sequenz wie auch dem SE-Cluster 22 vorhanden ist (z.B. im ASO-Ausschnitt von SE-CL 22). Umgekehrt gleicht die Form und Konfiguration der subtropischen Negativzentren in den Sequenz-Clusterausschnitten mehr denen der SUWA-NAPAK- als denen der LABAJCA-Sequenz. Demnach kann dem SE-Cluster 22 das Potenzial zugesprochen werden, die Fernkopplungsmuster-Abfolgen der beiden SE-PCs in seiner Telekonnektionsmuster-Sequenz zu vereinigen.

Zusammenhänge zu tropischen und außertropischen Zirkulationsindizes

Trotz der dargestellten räumlichen und zeitlichen Überschneidungen mit der indischen Sommermonsundynamik wurden die drei Sequenz-Modi auch mit den einschlägigen nordatlantischen und eurasischen Telekonnektions-Indizes, den Indizes der AO, NAO und des NATL sowie des EA/WR- und des *Scandinavia*-Patterns in Verbindung gesetzt, um Aufschluss über potenzielle außertropische Zusammenhänge zu erhalten. Denn vor allem das Ladungsmuster der LABAJCA-PC deutet auf eine Kopplung mit der außertropischen Zirkulationsvariabilität hin. Darüber hinaus wurden ebenfalls die Zusammenhänge mit den westafrikanischen Niederschlagsindizes WAGI und WASI ermittelt. Demnach wurden die saisonalen Indexzeitreihen dieser sieben Telekonnektions-Indizes mit den zwölf Luftdruckzeitreihen der beiden SE-PCs und des Sequenz-Clusters korreliert, anschließend wurden die betragsmäßig maximalen Korrelationskoeffizienten für jeden Index bestimmt.

Die Kovarianz mit dem außertropischen Telekonnektions-Index des *East Atlantic/West Russia*-Pattern fällt für den SE-Cluster 22 so hoch aus wie mit keinem der anderen Sequenz-Modi - die Sequenz-PCs miteingeschlossen. Zwischen dem dreimonatigen August-Oktobermittel des EA/WR-Index und der SE-CL 22-Zeitreihe (400 hPa-Niveau) stellt sich ein Korrelationskoeffizient von $r = -0.87$ ein. Somit kann SE-CL 22 als Repräsentant der EAWR-Variabilität im Sommer/Herbstübergang betrachtet werden und wird im Folgenden als EA-WR-SUM/AUT-Sequenz bezeichnet. Mit den verbleibenden Telekonnektions-Indizes stellen sich, neben der erwähnten AIRI-Kopplung ($r = 0.66$, Juni-Februar), keine nennenswerten Zusammenhänge ein. Weniger eindeutig fallen die Korrelationen zwischen den Telekonnektions-Indizes und der SUWANAPAK bzw. der LABAJCA-Sequenz aus. Sie sind insgesamt eher moderater Natur und in Tabelle 7.8 aufgelistet. Ergänzend sind ebenfalls die Kopplungen mit dem NINO3.4- bzw. dem AIR-Index aufgeführt. Deutlich wird, dass die Höhe des Zusammenhangs zwischen Indienneerschlag und der SUWA-NAPAK-Sequenz mit keinem anderen Telekonnektions-Index erreicht wird. Die betragsmäßig maximale AIRI-Korrelation manifestiert sich, wie Tabelle 7.8 erkennen lässt, im achtmonatigen Saisonabschnitt Dezember-Juli.

Tab. 7.8: Betragsmäßig maximale Korrelationskoeffizienten zwischen neun verschiedenen Telekonnectionsindizes (erste Spalte) und der LABAJCA- (zweite Spalte) bzw. SUWA-NAPAK-PC (vierte Spalte). Die Saisonabschnitte, in denen sich die betragsmäßig maximalen Koeffizienten manifestieren, sind für erstgenannte SE-PC in der dritten und für zweitgenannte in der fünften Spalte eingetragen.

	LABAJCA-PC	GPH	SUWA-NAPAK-PC	GPH
NAO	-0.40	Dez.-Mai.	0.47	Apr.
AO	-0.44	Sept.-Jan.	0.53	Mär.-Sept.
EA	-0.43	Sept.-Okt.	0.54	Mär.
EA-WR	0.59	Juni	-0.57	Juni
SCAND	-0.57	Sept.-Okt.	0.50	Sept.
NATL	0.58	Sept.-Aug.	-	-
NINO3.4	0.43	Dez.-Jul.	0.41	Nov.-Okt.
AIRI	-0.63	Okt.	0.82	Dez.-Juli
WAGI	0.64	Okt.-Feb.	-0.63	Juni
WASI	0.46	Apr.-Mär.	-0.45	Mär.-Aug.

An Hand dieses langen Saisonmittels kann noch nicht postuliert werden, dass die statistische Beziehung zwischen der SUWA-NAPAK-PC und dem Indienniederschlag tatsächlich auf den Sommer-Anteil der indischen Niederschlagsvariabilität, als Indikator für die Sommermonsundynamik, zurückgeführt werden kann. Werden aber ausschließlich die kürzergemittelten Saisonabschnitte, wie z.B. die ein- bis dreimonatigen, ins Auge gefasst, dann bestätigt sich der statistische Zusammenhang zum Indien-Sommerniederschlag: mit dem dreimonatigen Juni-Augustmittel des AIRI in etwa wird noch ein Korrelationskoeffizient von $r = 0.78$ erreicht.

Im Hinblick auf die Zusammenhänge mit den verbleibenden Telekonnections-Indizes ist der moderate Korrelationskoeffizient zwischen der SUWA-NAPAK-Zeitreihe und dem Indexmittel der Arktischen Oszillation erwähnenswert ($r = 0.53$). Daneben fällt die Negativ-Kopplung von $r = -0.57$ mit dem *East Atlantic/West Russia-Pattern* im Juni auf. Weiterhin herrscht, genau wie für die LABAJCA-Sequenz, eine beachtenswerte Kopplung mit dem Niederschlag der westafrikanischen Guineaküstenregion vor ($r = -0.63$).

Die LABAJCA-Zeitreihe ist weniger hoch mit dem *All India Rainfall*-Index gekoppelt als die SUWA-NAPAK-Sequenz. Der Kopplungszeitpunkt fällt in den Zeitraum der Umstellung vom Sommer- auf den Wintermonsun zusammen, zeigt aber eine Tendenz zum Sommer hin, wie die mehrmonatigen, nicht dargestellten Saisonabschnittsmittel zeigen. Auch für die LABAJCA-Zeitreihe ist die Kopplung zur EA/WR-Telekonnection im Juni ($r = 0.59$) hoch. Im Gegensatz zur SUWA-NAPAK-Sequenz ist ein beachtenswertes gemeinsames Schwankungsverhalten mit dem Index des Nordatlantischen Tripols im Sommer/Herbstübergang auszumachen ($r = 0.58$). Es lässt sich festhalten, dass für keine von beiden Sequenzen die Variabilität der *El Niño-Southern Oscillation* eine größere Rolle spielt. Und auch die Kopplungen mit den außertro-

pischen Telekonnektions-Indizes überschreiten nicht diejenigen mit dem Indienniederschlag. Während SE-CL 22 bzw. der EA-WR-SUM/AUT-Cluster mit der zeitlichen Variabilität des *East Atlantic/West Russia*-Pattern im Sommer/Herbstübergang gleichgesetzt werden kann, zählt die EA/WR-Kopplung auch für die beiden Sequenz-PCs zu den am meisten bedeutsamen Kopplungen. Daneben verzeichnet die SUWA-NAPAK-Sequenz die höchsten AIRI-Korrelationen unter allen Sequenz-Modi, die SE-Cluster eingeschlossen. Für die LABAJCA-Sequenz fällt der Zusammenhang zum indischen Sommerniederschlag geringer aus. Diesem Bild nach zu urteilen, vereinigt der EA-WR-SUM/AUT-Cluster verstärkt die EA/WR-Variabilitätskomponente der fokussierten Fernkopplungssequenzen auf sich, während sich die beiden SE-PCs die Varianzanteile des EA/WR- und des Indienniederschlags-Index „aufteilen“: die SUWA-NAPAK-PC repräsentiert den Indienmonsunanteil und die LABAJCA-PC liegt näher an der Variabilität des *East Atlantic/West Russia*-Patterns.

Zusammenhänge zum mediterranen Niederschlag

In diesem Unterkapitel sollen die Zusammenhänge zur mediterranen Niederschlagsvariabilität aufgedeckt werden. Das geschieht einerseits am Beispiel der SUWA-NAPAK-Sequenz, stellvertretend für die stärker indienmonsunorientierten Zusammenhänge, und andererseits mit Hilfe des EA-WR-SUM/AUT-Clusters für die Verbindung mit der Sommer/Herbstvariabilität des *East Atlantic/West Russia*-Patterns. Die statistischen Beziehungen mit der LABAJCA-Sequenz, die schwächer ausfallen, werden ausschließlich im Anhang angeführt (Abb. B7).

Auf Abbildung 7.33 sind die Saisonabschnittsdiagramme für die Niederschlagskopplung mit der SUWA-NAPAK-Sequenz aufgeführt. Ein positiver Zusammenhang prägt das Bild mit Niederschlagsregionen

- im Westmittelmeerraum wie z.B. Algerien, Iberien und Nordmauretanien ($r = 0.66$, Juni-September) im Früh- und Hochsommer,
- im Südwesten des Untersuchungsgebiets wie beispielsweise in Zentralmauretanien und Nordmali ($r = 0.50$, Juni-September) im Hochsommer,
- und im zentralen Mittelmeerraum (Zentral-MED, $r = 0.52$, Februar-Januar) und im Südosten der Untersuchungsregion (Nordsudan) in den langen Saisonabschnitten mit sommerlichen Zentralmonaten.

Weiterhin stellen sich signifikante, aber etwas schwächere Negativkorrelationen vor allem in der zentralnördlichen (Balkan, $r = -0.56$, Februar-November) bzw. nordöstlichen Mediterran-

region (Türkei) ein. Und auch im mediterranen Osten bzw. Südosten (Saudi-Arabien) manifestieren sich schwache Negativkorrelationen im Früh- und Spätsommer, in einer Höhe von ca. $r = -0.45$.

Die Negativkopplungen im Nordosten bzw. Osten des Untersuchungsgebietes lassen sich sehr gut durch das in Kapitel 7.3.2 erwähnte, großräumige positive Kopplungszentrum erklären, das im positiven SUWA-NAPAK-Modus im Sommer großflächige Hochdruckanomalien zwischen Schwarzem Meer und der Türkei indiziert (vgl. Abb. 7.31). Als Ursache für die positiven Niederschlagsanomalien des Westmittelmeerraums tritt im 1000 hPa-Pseudoladungsmuster der Spätsommer-Saisonabschnitte (Juli-September) ein schwaches Negativzentrum über Nordiberien zu Tage, das in den höheren Troposphärenniveaus deutlicher abgebildet ist (ca. $r = 0.40$, vgl. Anhang, Abb. B4). Im dargestellten Positivmodus der SUWA-NAPAK-Sequenz erklärt das Auftreten eines Tiefdrucktrogs über Iberien die positiven westmediterranen Niederschlagsanomalien wie z.B. auf der iberischen Halbinsel und in Nordmauretanien.

Auf Abbildung 7.34 sind Saisonabschnittsdiagramme für die Korrelationen zwischen dem EA-WR-SUM/AUT-Clusters und den Saisonabschnitten der 15 mediterranen Niederschlagsregionen aufgezeigt. Eine Positivkopplung dominiert das Bild

- im Westmittelmeerraum für Iberien, Algerien, Nord- ($r = 0.61$, April-September)- und Zentralmauretanien im Sommer und Herbst,
- ebenfalls in diesen Jahreszeiten in der südlich-zentralen bis östlichen Mediterranregion für Libyen ($r = 0.57$, April-September), Ägypten, Saudi Arabien und Israel,
- im Nord- und Nordostmittelmeerraum für den Balkan ($r = 0.53$, Juli-Oktober) und die Türkei und zwar ausschließlich im Sommer,
- und am Südsaum des Untersuchungsgebietes im Frühjahr und Herbst für den Nordsudan und Nord-Tschad ($r = 0.52$, Januar-April).

Im 500 hPa-Luftdruckfeld sind die Pseudoladungsmuster der EA-WR-SUM/AUT-Sequenz im Hoch- und Spätsommer mit denen der SUWA-NAPAK-Sequenz vergleichbar - mit dem Unterschied, dass die negativen Korrelationskoeffizienten in den mediterranen Kopplungszentren höher ausfallen. Im diskutierten EA-WR-SUM/AUT-Positivmodus auf Abbildung 7.32 wurde die Intensivierung eines zentralmediterranen Negativzentrums, Teil eines subtropischen Wellenzuges mit Kopplungszentren über dem Nordatlantik und Pakistan, im Juli-Septembermittel angesprochen. Die Sommerniederschlagsanomalien im südlich-zentralen Mittelmeerraum beruhen demnach entweder auf verstärkten konvektiven Niederschlagsprozessen bei schwächer

ausgebildeten subtropischen Hochdruckzellen, die dieses negative Kopplungszentrum repräsentierten könnte. Oder aber es steht für die Ausbildung eines Tiefdrucktrops über dem Zentralmittelmerraum, im Zuge dessen dynamische Zyklagenesen positive Niederschlagsanomalien verursachen. Bei der Diskussion des Pseudoladungsmusters wurde darauf hingewiesen, dass sich das zentralmediterrane Negativzentrum im voranschreitenden Sommer in den Westmittelmerraum verlagert. Im August-Oktobermittel beispielsweise liegt die Kernregion über der nordwestafrikanischen Küstenlinie (vgl. Abb. 7.32). Daraus lässt sich als zirkulationsdynamische Ursache für die westmediterranen Niederschlagsanomalien im Sommer und Herbst das Auftreten von Tiefdrucktrögen vor der iberisch-nordafrikanischen Küste ableiten. Für beide Sequenz-Modi lassen sich die einhergehenden mediterranen Niederschlagsanomalien aus den Pseudoladungsmustern gut erklären. Demzufolge ist die wellenförmige Anordnung von subtropischen Negativzentren, die in beiden Sequenz-Modi zu Tage tritt und die mit der Variabilität des Indienniederschlags und des *East Atlantic/West Russia-Patterns* in Verbindung steht, ausschlaggebend für Niederschlagsanomalien im West- und Zentralmittelmerraum im Sommer und Herbst.

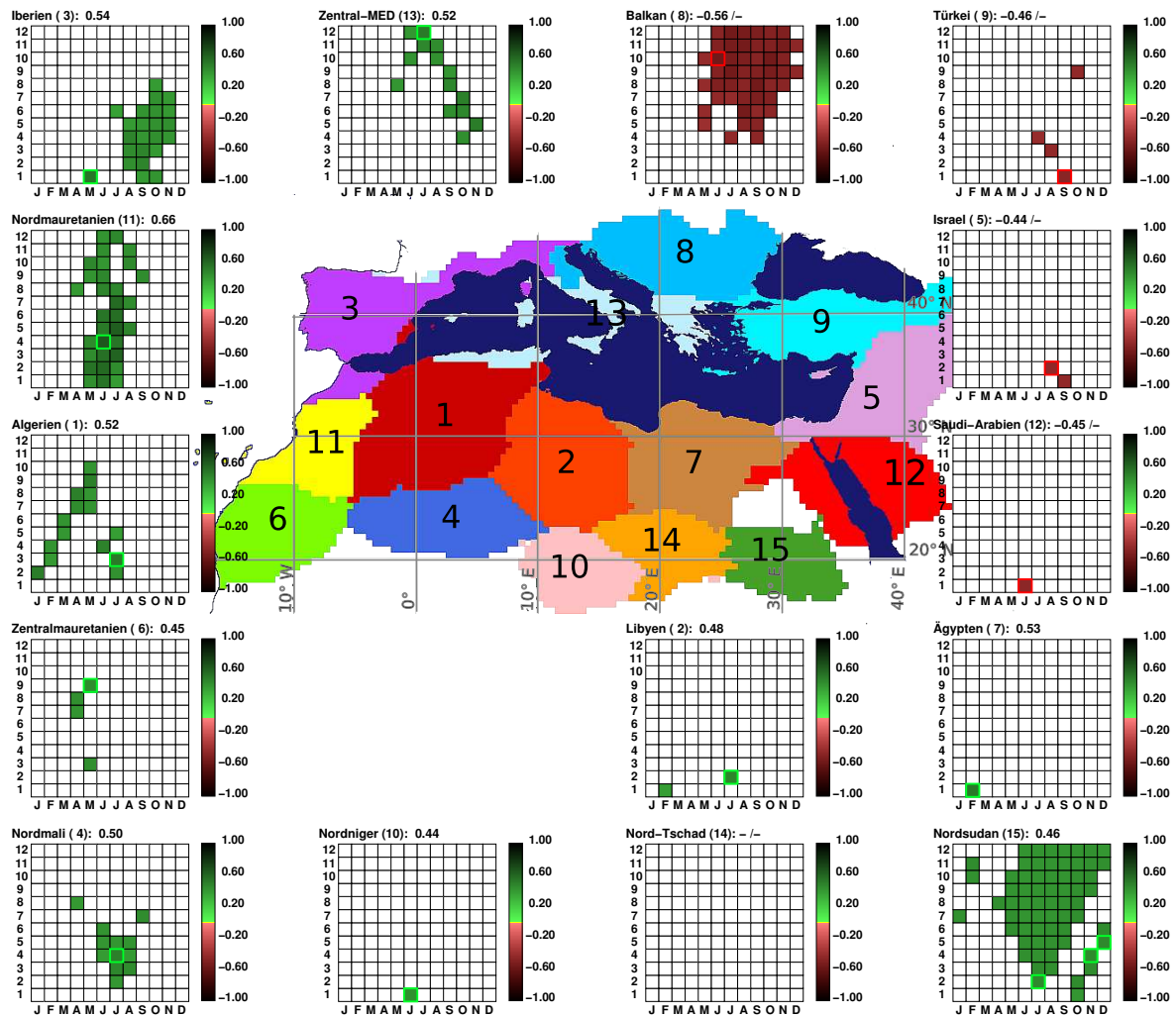


Abb. 7.33: Saisonalabschnittsdiagramme der 15 Niederschlagsregionen mit den saisonal maximal bzw. minimalen Korrelationskoeffizienten mit der SUWA-NAPAK-PC (SE-PC 20); nur signifikante Korrelationen ($\alpha = 0.05$) sind abgebildet; die Monate auf der x-Achse entsprechen den Zentralmonaten der Saisonabschnitte, auf der y-Achse ist die Länge der Saisonabschnitte eingetragen; die signifikanten Korrelationskoeffizienten mit mehrmonatigen Saisonabschnitten sind zentriert eingetragen, z.B. für Februar-März auf der x-Achse an der Stelle des Februars (F) und z.B. für Februar-April auf der x-Achse an der Stelle von März (M); positive (negative) Korrelationskoeffizienten sind in grün (rot) dargestellt; maximal positive (negative) Koeffizienten sind durch ein grünes (rotes) Quadrat hervorgehoben und erscheinen gleichzeitig als Zahlenwerte in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme.

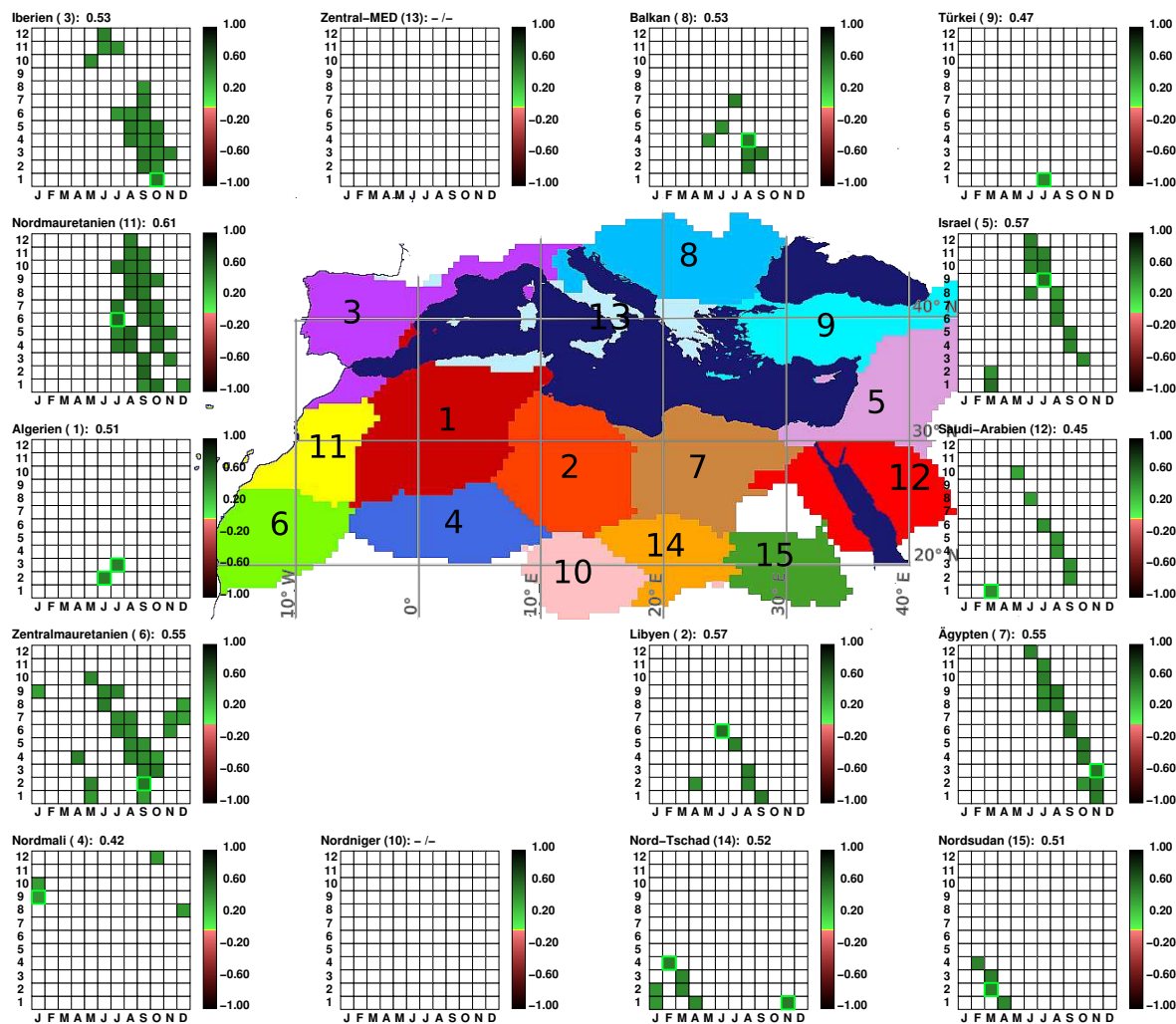


Abb. 7.34: Saisonabschnittsdiagramme der 15 Niederschlagsregionen mit den saisonal maximal bzw. minimalen Korrelationskoeffizienten mit dem EA-WR-SUM/AUT-Cluster (SE-CL 22); nur signifikante Korrelationen ($\alpha = 0.05$) sind abgebildet; die Monate auf der x-Achse entsprechen den Zentralmonaten der Saisonabschnitte, auf der y-Achse ist die Länge der Saisonabschnitte eingetragen; die signifikanten Korrelationskoeffizienten mit mehrmonatigen Saisonabschnitten sind zentriert eingetragen, z.B. für Februar-März auf der x-Achse an der Stelle des Februars (F) und z.B. für Februar-April auf der x-Achse an der Stelle von März (M); positive (negative) Korrelationskoeffizienten sind in grün (rot) dargestellt; maximal positive (negative) Koeffizienten sind durch ein grünes (rotes) Quadrat hervorgehoben und erscheinen gleichzeitig als Zahlenwerte in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme.

Exkurs: Die Zirkulationsdynamik in der Indienmonsunregion - Ursache für die sommer- und herbstliche EA/WR-Telekonnektion

In den Fernkopplungsmustern des EA-WR-SUM/AUT-Clusters zwischen Früh- und Spätsommer tritt das starke Negativzentrum über Pakistan im Einzugsbereich der indischen Sommermonsunregion als dominantes Kopplungszentrum auf. Gleichzeitig aber spiegelt die zeitliche Variabilität dieser Sequenz viel stärker die interannuellen Schwankungen des *East Atlantic/West Russia-Patterns* im Sommer und Herbst wider als die interannuelle Variabilitätskomponente des Indien-Sommerniederschlags. Das wirft die Frage auf, ob ein Zusammenhang zwischen der indischen Monsunzirkulation und dem *East Atlantic/West Russia-Pattern* existiert bzw. ob sich hinter der Entstehung dieser außertropischen Telekonnektion die tropisch/subtropische Zirkulationsdynamik des indischen Sommermonsuns verbergen kann. Diesbezüglich geht aus den früh- und hochsommerlichen Fernkopplungszentren der EA-WR-SUM/AUT-Sequenz Folgendes hervor (vgl. Abb. 7.32): noch bevor das dominante Positivzentrum am nördlichen Kartenrand westlich des Urals entsteht (Juni-August bzw. Juli-September), ist der frühlommerliche Wellenzug mit negativen Kopplungszentren über dem Atlantik, dem Zentralmitteleerraum und über Pakistan ausgebildet (April-Juni-Ausschnitt). Das dominante Kopplungszentrum dieser Karten ist das negative Telekonnektionszentrum über Pakistan. Östlich davon bildet sich ab dem April-Junimittel ein schwaches, positives Kopplungszentrum aus. Einen Saisonabschnitt später, im Mai-Julimittel, beginnen sich auch nördlich und westlich des pakistanischen Telekonnektionszentrums Positivzentren zu manifestieren. Es hat den Anschein, als würde das pakistanische Negativzentrum einen Wellen-*Response* in der außertropischen Westdrift über Eurasien verursachen, der sich nach Norden fortpflanzt und aus dem sich das starke Positivzentrum westlich des Urals bzw. nördlich des Kaspischen Meeres auswächst. Denn einen Saisonabschnitt später im Juni-August-Mittel tritt dieses positive Kopplungszentrum voll in Erscheinung und verweilt mit hochsignifikanten zentrenkonstituierenden Korrelationskoeffizienten bis zum September-November-Ausschnitt nördlich des Kaspischen Meeres - in einer entsprechenden Position wie das zentrale Telekonnektions-Zentrum des *East Atlantic/West Russia-Patterns*.

Zum Vergleich ist auf Abbildung 7.35 die August-Oktoberkorrelationskarte des EA/WR-*Patterns* dargestellt. Die abgebildete Zentrenkonfiguration gleicht stark dem August-Oktober-Ausschnitt der EA-WR-SUM/AUT-Sequenz (vgl. Abb. 7.32). Abweichungen treten einerseits in den Vorzeichen der Telekonnektionszentren zwischen den unterschiedlichen Karten auf. Das war aber zu erwarten, denn der EA-WR-SUM/AUT-Cluster ist negativ mit dem EA/WR-Index korreliert. Andererseits ist in der EA/WR-Korrelationskarte ein positives zentraleuropäisches Kopplungszentrum abgebildet, das nicht im entsprechenden August-Oktober-Sequenzausschnitt auftritt.

Dafür findet sich im Kopplungsmuster der EA-WR-SUM/AUT-Sequenz das negative Telekonnectionszentrum über dem Westmittellmeerraum, das für die positiven westmediterranen Niederschlagsanomalien verantwortlich zeichnet.

Hier wird postuliert, dass das zentraleuropäische Telekonnectionszentrum der EA/WR-Indexkarte

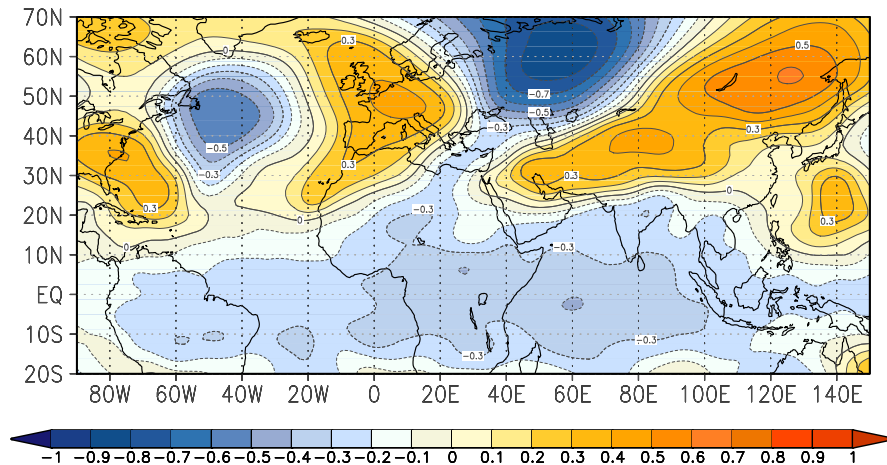


Abb. 7.35: Korrelationskarte zwischen den geopotentiellen Höhen des 500 hPa-Niveaus und dem Index des *East Atlantic/West Russia-Patterns* im August-Oktobermittel. Der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen.

und das westmediterrane Kopplungszentrum des Sequenz-Ausschnitts dieselbe Variabilitätsinformation verkörpern. Die Lageabweichungen zwischen beiden Zentren lässt sich darauf zurückführen, dass einerseits die negative und andererseits die positive Phase dieser Telekonnection abgebildet wird. Positionsabweichungen von Telekonnectionszentren zwischen der positiven und negativen Phase von Fernkopplungsmustern wurden im Rahmen dieser Arbeit häufiger beobachtet. Die hier dargestellte lässt sich als solche bewerten, vor allem, weil die beiden eurasischen Telekonnectionszentren, welche die EA/WR-Zentrenkonfiguration ergänzen, in beiden Karten sehr gut übereinstimmen. Im Rahmen der EA-WR-SUM/AUT-Sequenz kann das spätsommerliche Auftreten des *EA/WR-Patterns* in seiner negativen Phase als Folge von Zirkulationsanomalien im Indischen Sommermonsun interpretiert werden, die mit anomal niedrigen Monsunniederschlägen auf dem indischen Subkontinent einhergehen und in der Hochtroposphäre von Intensitäts- und Lageanomalien der Tibethöhenantizyklone begleitet werden. Die weitläufige Ausdehnung der mittel- und hochtroposphärischen Zirkulationsphänomene im indischen Sommermonsunsystem, wie z.B. der Tibethöhenantizyklone, lässt den Rückschluss zu, dass dadurch auch die charakteristischen außertropischen Telekonnectionen modifiziert werden - vor allem, wenn sie wie das *East Atlantic/West Russia-Pattern* Telekonnectionszentren über

Eurasien ausbilden.

7.3.3 Telekonnektionsmuster-Sequenz des SCAND/AO-AUT- Clusters (SE-CL 13)

Zwei Sequenz-Cluster verbleiben noch, die einen beachtenswerten Zusammenhang zur indischen Niederschlagsvariabilität vorweisen: der SE-Cluster 12 korreliert mit dem AIRI maximal im Oktober ($r = 0.60$) und SE-Cluster 13 maximal mit dem 8-Monatsmittel Juni-Februar ($r = 0.66$). In beide Cluster-Sequenzen werden Niederschlags-Telekonnektionsmuster aus dem ersten Teil der Arbeit eingeordnet. Dem Winterausschnitt (DJF) von SE-CL 12 wird die Telekonnektions-PC 8 für ähnlich befunden, und ebenfalls dem Winterabschnitt des SE-Clusters 13 wird der AO/NAO-Modus beigeordnet. Für einen weiteren Sequenzausschnitt von SE-CL 13, den März-Mai-Saisonabschnitt, und eine zweite Niederschlags-Telekonnektion, TP-PC 9, wird außerdem Ähnlichkeit festgestellt.

Zunächst wurde überprüft, ob neben der Kopplung mit dem Indienniederschlag auch andere Telekonnektionen mit diesen beiden Sequenz-Clustern in Verbindung gebracht werden können. Dabei stellte sich heraus, dass sich mit SE-CL 12 die maximal beobachtete Kovarianz mit dem Nordatlantischen Oszillations-Index einstellt ($r = -0.84$, Ganzjahresmittel Januar-Dezember). In den kürzer gemittelten Index-Saisonabschnitten entfällt der höchste Korrelationsbetrag mit dem NAOI auf einen Herbstabschnitt ($r = -0.69$). Somit kann SE-CL 12 als repräsentativer SE-Cluster für die NAO-Variabilität im Herbst betrachtet werden und wird im Folgenden als NAO-AUT-Sequenz bezeichnet. Da die Repräsentanz der AO/NAO-Variabilität in den Fernkopplungs-Abfolgen der SE-PCs und SE-Cluster gesondert in Kapitel 7.5 besprochen wird, wird dort auch auf den NAO-AUT-Cluster Bezug genommen.

Für den SE-Cluster 13 lassen sich ebenfalls hohe statistische Beziehungen mit den nordatlantischen Zirkulationsindizes ausmachen, keiner darunter tritt aber als eindeutige Bezugsgröße hervor. Deshalb wird die Einordnung und inhaltliche Interpretation dieser Sequenz hier angeführt.

Auf Abbildung 7.36 ist die Abfolge der Fernkopplungsmuster dargestellt. Im ersten Sequenzdrittel erinnert die Anordnung der Fernkopplungszentren nicht an eine der charakteristischen Luftdrucktelekonnektionen des Untersuchungsgebiets: im Januar-Märzmittel ist vorübergehend und undifferenziert die tropische Troposphäre schwach positiv gekoppelt; im März-Maimittel tritt westlich der Norwegischen Küste ein trogförmiges Negativzentrum hervor, das im darauffolgenden Saisonabschnitt aber bereits wieder in Auflösung begriffen ist. Ab dem Mai-Juli-

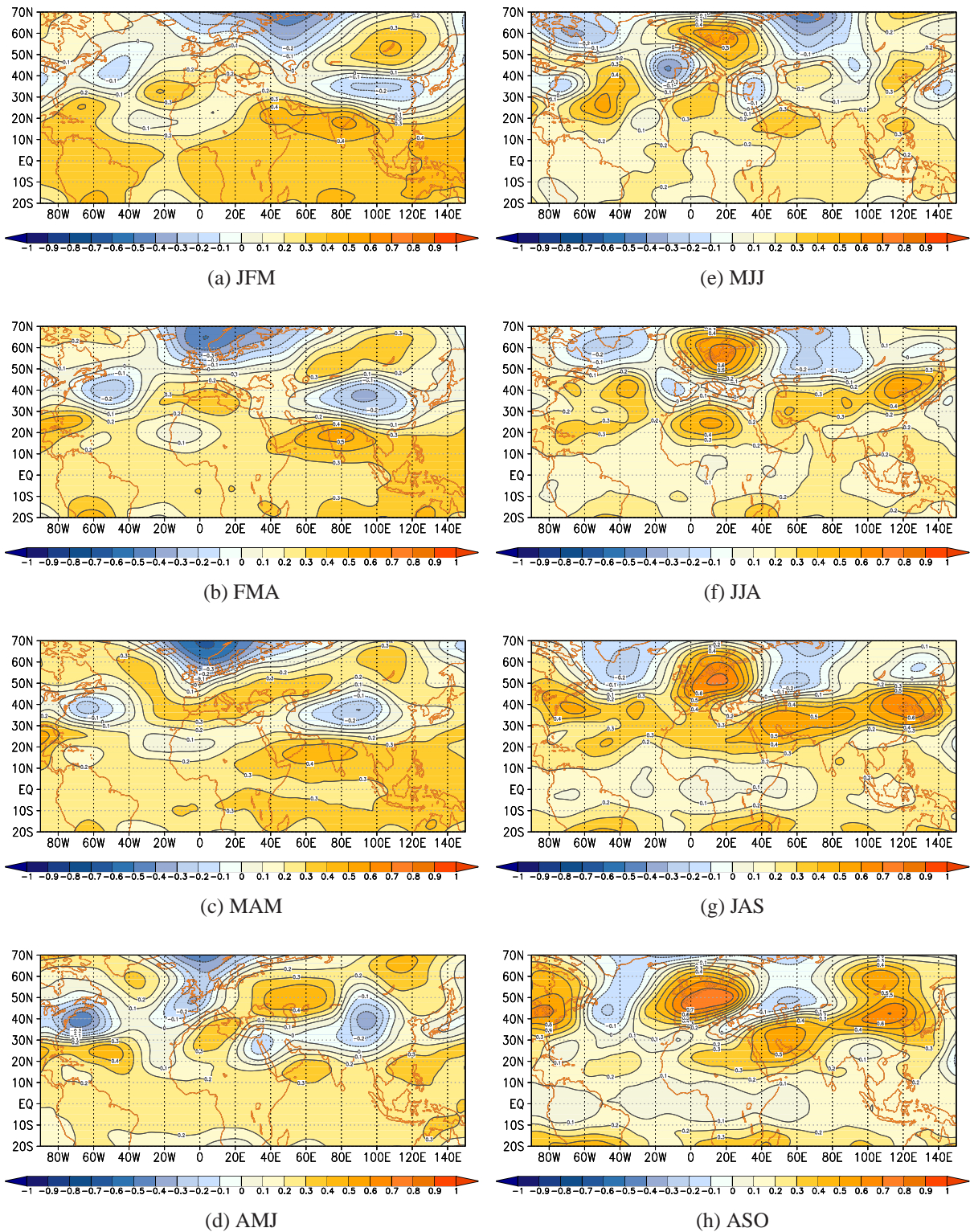


Abb. 7.36: Pseudo-Ladungsmuster von SE-PC 13 für die dreimonatigen, überlappenden Saisonabschnitte zwischen JFM und DJF im 250 hPa-Niveau. Gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Pseudo-Ladungsbeträge; zusätzlich zeigen die Isolinien die räumliche Ausdehnung gleicher Pseudo-Ladungsbeträge mit Linien im Abstand von 0.1 an.

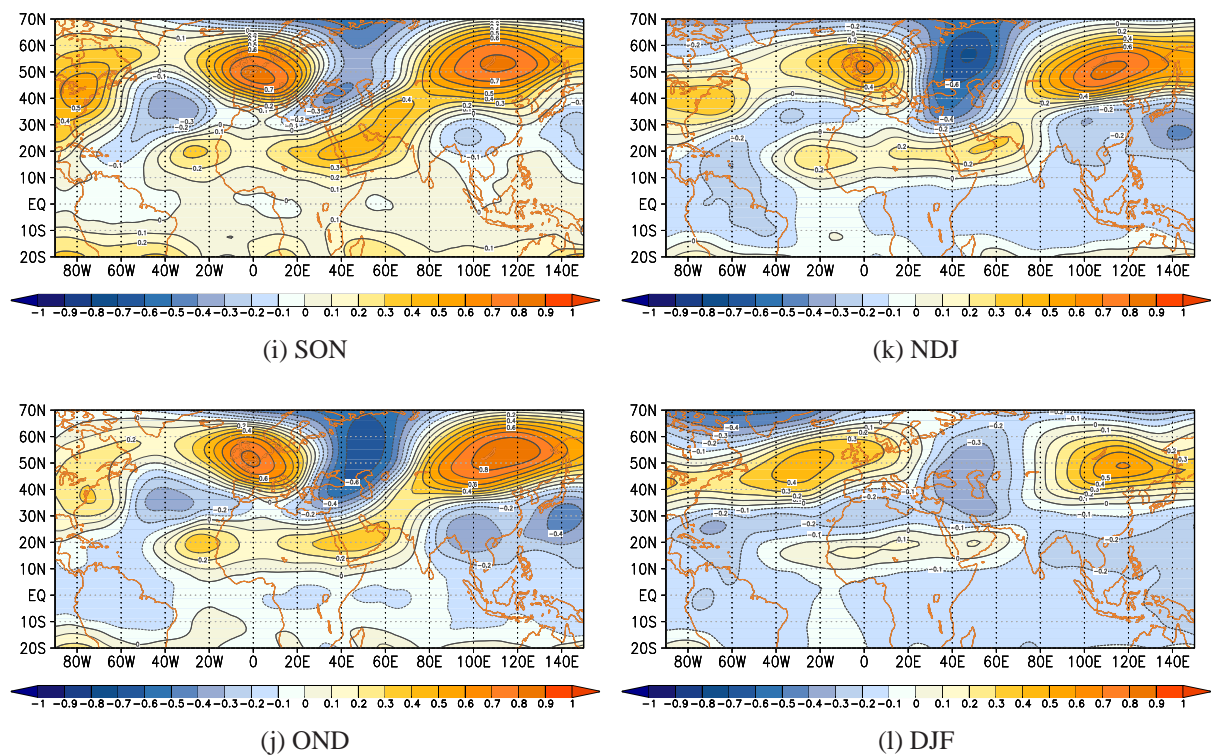


Abb. 7.36: Fortsetzung

mittel in etwa verändert sich die Situation, da über der Ostsee die Ausbildung eines positiven Fernkopplungszentrums einsetzt. Dieses Positivzentrum intensiviert sich in den Folgesaisonabschnitten stark. Die weitläufigste räumliche Ausdehnung erreicht sein Kerngebiet im August-Oktobermittel und überspannt dann Zentraleuropa und die Britischen Inseln ($r \geq 0.70$). Gleichzeitig treten dann drei weitere Positivzentren auf (Ost-USA, Indienmonsunregion, Ostchina), deren zentrenkonstituierende Korrelationskoeffizienten allerdings weitaus geringer als die des zentraleuropäischen positiven Kopplungszentrums ausfallen. Ab September bzw. dem September-Novembermittel zieht sich das Positivzentrum räumlich über den Ärmelkanal zurück und bildet zusammen mit zwei weiteren Kopplungszentren - einem Negativzentrum über Ostrussland und einem positiven Kopplungszentrum über Ostsibirien - eine *Scandinavia Pattern*-ähnliche Zentrenkonfiguration aus.

Es macht den Anschein, als entstünde das negative Telekonnectionszentrum über Ostrussland, das sich zwischen Barentsee und Nordostmittelmerraum erstreckt, als Reaktion auf das im Sommer schon vorhandene, positive Telekonnectionszentrum über Zentraleuropa. Denn bereits im Juni-August- und Juli-September-Saisonabschnitt, in denen das zentraleuropäische Fernkopplungszentrum das einzig dominante in dieser Breitenlage ist, umschließen es zwei schwa-

che Negativzentren west- und ostwärts - wie gegensätzliche Variationszentren in einer großskaligen Wellenkonfiguration. Aus einem der beiden schwachen Negativzentren, demjenigen ostwärts des Positivzentrums, entwickelt sich im September-Novembermittel dann das negative Kopplungszentrum des *Scandinavia Patterns* über Ostrussland.

Im Oktober-Dezembermittel weisen die Kopplungszentren die höchsten Kopplungsintensitäten auf, bevor sie sich im Dezember-Februar-Saisonabschnitt zu einer AO-ähnlichen Zentrenkonfiguration auflösen, mit einem dann allerdings nur schwachen südlichen positiven Kopplungszentrum über dem Nordatlantik. Insgesamt gruppieren sich sämtliche bedeutsame Fernkopplungsmuster dieses Sequenz-Clusters um das sommerliche zentraleuropäische Positivzentrum: zwischen Früh- und Hochsommer tritt es separat auf, im Herbst als Ostzentrum der *Scandinavia Pattern*-ähnlichen Telekonnection und im Winter als Südzentrum einer der Arktischen Oszillation gleichenden Fernkopplung.

Zusammenhänge mit außertropischen und tropischen Telekonnectionsindizes

Wie bereits erwähnt, lassen sich für SE-CL 13 mit einigen außertropischen Indizes statistisch signifikante Zusammenhänge ermitteln. Mit zwei der fokussierten Indizes stellen sich maximale Kopplungen ein: der *Scandinavia Pattern*- und der AO-Index sind jeweils im Herbst mit $|r| = 0.73$ korreliert. Die Kopplung mit der erstgenannten Indexzeitreihe (negativ) ereignet sich mit dem September-Dezembermittel. Das bestätigt die Beschreibung der Zentrenkonfiguration für die Herbstausschnitte dieser Sequenz als *Scandinavia Pattern*-ähnliche Telekonnection. Die AO-Kopplung ist positiv und fällt auf das September-Oktobermittel. Das Muster, das augenscheinlich mit der räumlichen Variabilität der Arktischen Oszillation in Verbindung steht, ist allerdings das Dezember-Januarmittel. Demzufolge repräsentieren die Telekonnectionsmuster der herbstlichen Sequenzausschnitte, die dem *Scandinavia Pattern* ähnlich sind, zeitgleich auch Schwankungsanteile der Arktischen Oszillation und können im anschließenden Winter in die charakteristische AO-Dipol-Zentrenkonfiguration über dem Nordatlantik münden. Damit wären die Bezüge zu zwei der sequenzspezifischen Fernkopplungen, in denen das sommerliche zentraleuropäische Positivzentrum auftritt, auch statistisch untermauert.

Verbleibt die Frage nach der Genese des spätsommerlichen, zentraleuropäischen Positivzentrums, das in der Sequenzabfolge als „Startpunkt“ für die Entwicklung des *Scandinavia Patterns* bzw. der AO-Telekonnection auftritt. Zur Klärung wurden Spätsommer- bzw. Frühherbst-Kompositen auf Basis der Anomalien (> 1 SD bzw. < -1 SD) der 250 hPa-Gitterpunktzeitreihe berechnet, die der 250 hPa-Zeitreihe des SE-CL 13-Zentroids am ähnlichsten sind. Es wurde deshalb auf eine einzelne Gitterpunktzeitreihe zurückgegriffen, weil die Zeitreihenanomalien der nachgeordneten Cluster-Zentroide auf Grund der Mittelung häufig die Standardabweichung

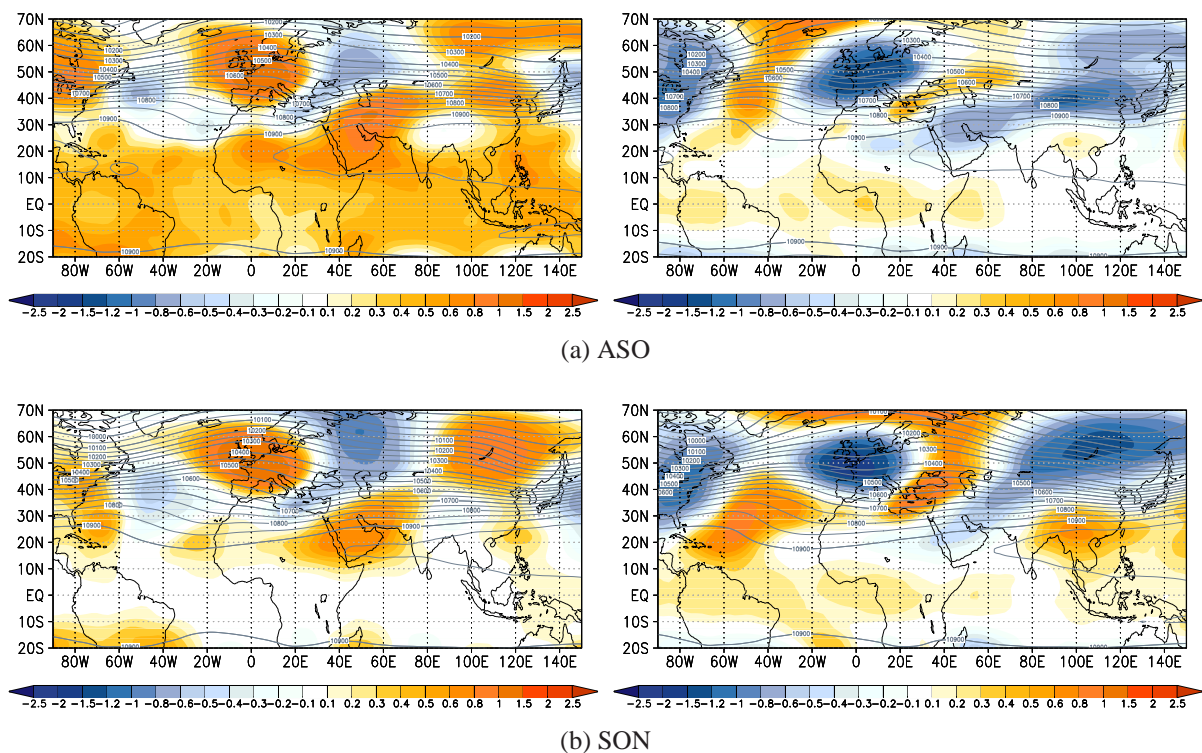


Abb. 7.37: Absolute Topographie (Linien) und zeitliche Anomalien (Farbe) der geopotentiellen Höhen des 250 hPa-Niveaus im August-Oktober- (a) und September-November-Saisonabschnitt in positiven (links) und negativen (rechts) Anomaliejahren der 250 hPa-Gitterpunktzeitreihe bei 0° W/O und 50° N. Gelbe und rote Farben markieren Positiv-, blaue Farben Negativanomalien.

nicht mehr über- bzw. unterschreiten und somit nur sehr wenige Fälle für die Kompositbildung zur Verfügung stehen. Der durch die minimale euklidische Distanz zum SE-CL 13-Zentroid bestimmte Gitterpunkt hat die Koordinaten 0° O und 50° N und liegt in etwa über dem Ärmelkanal - in der Kernregion des positiven Sommerzentrums. Auf Abbildung 7.37 sind die Kompositen zu den positiven und negativen Anomaliejahren dieser Zeitreihe für das 250 hPa-Niveau des August-Oktober- und des September-Novembermittels dargestellt.

Es lässt sich erkennen, dass in den Positivkompositen beider Saisonabschnitte ein Hochdruckrücken Zentraleuropa und die Britischen Inseln überspannt, der in den Negativkompositen von einem Tiefdrucktrog über der Region abgelöst wird. Das sommerliche Positivzentrum resultiert demnach aus Luftdruckanomalien, die durch den Wechsel zwischen Trog- und Hochdruckrückenlagen hervorgerufen werden und die sich im unmittelbaren Einzugsgebiet des nordhemisphärischen Polarfrontjets ereignen. Im August-Oktobermittel sind neben diesem Positivzentrum in vergleichbarer Breitenlage keine weiteren ähnlich starken Anomalien ausgeprägt. In den anomal positiven Jahren kündigen weiter südlich Hochdruckanomalien über Saudi Arabien

und Pakistan ein starkes Arabienhoch an (Abb. 7.37a, re.). Das ist gleichsam der Bezugspunkt zur Variabilität des Indienmonsuns, denn SE-CL 13 ist, wie bereits erwähnt, in einer Höhe von $r = 0.66$ mit dem Indienniederschlag gekoppelt. Dennoch ist auch hier das mit Abstand stärkste Anomaliezentrum jenes über Zentraleuropa bzw. den Britischen Inseln.

Diesem Bild entsprechend stellt sich die Kovarianz zwischen Indischem Sommerniederschlag und SE-CL 13 vielmehr als Konsequenz des zentraleuropäischen Positivzentrums ein, mit dem möglicherweise die Intensivierung des Arabienhochs zusammenhängt. Weniger Indizien sprechen dafür, die Indienmonsunzirkulation als ursächlich für diese Telekonnection bzw. den zentraleuropäischen Anteil dieser Telekonnection zu betrachten, da sich das nordeuropäische Positivzentrum als erstes und einziges Kopplungszentrum bereits im Frühsommer etabliert, die Ausbildung der restlichen Zentren hingegen erst im Hoch- bis Spätsommer einsetzt.

Insbesondere im September-Oktobermittel, dann, wenn das *Scandinavia Pattern* realisiert ist, manifestieren sich noch weitere zusätzliche Anomaliezentren. Vor allem im Negativkomposit wird deutlich, dass eine Vielzahl von Zentren in vergleichbarer Breitenlage (ca. 50° N) wie an einer „Perlenschnur aufgereiht“ mit demselben Variabilitätssignal in Verbindung steht; begonnen bei dem US-amerikanischen Negativzentrum, dem östlich das atlantische Azorenhoch-Positivzentrum folgt, über das östlich anschließende (dann negative) zentraleuropäische Kopplungszentrum, das wiederum im Osten vom positiven Ostrusslandzentrum abgelöst wird, bis hin zum negativen Sibirienzentrum, das im Süden noch einen positiven Gegenspieler vorzuweisen hat. Diese Telekonnection, von denen drei der Zentren in die Nähe der herbstlichen *Scandinavia Pattern*- Variabilität gerückt werden können, geht möglicherweise mit einer zirkumhemisphärischen Ausdehnung einher, was eine Verbindung mit nordhemisphärischen Strahlstromanomalien indiziert. Entscheidend für die einhergehenden Niederschlagsanomalien im Mittelmeerraum ist das positive Kopplungszentrum über Zentraleuropa. Der ermittelte statistische Zusammenhang zur Indienmonsunvariabilität ist also nicht, zumindest nicht direkt, mit dem Kausalzusammenhang für die mediterranen Niederschlagsanomalien gleichzusetzen.

Eine Projektion der Sequenz-Variabilität auf die nordhemisphärischen und tropischen SSTs bringt keine zusätzlichen Informationen. Beispielsweise hätte sich im Nordatlantik das Muster des nordatlantischen Tripols zeigen können, denn mit dem NATL-Index ist die SE-CL 13-Abfolge im Herbst ebenfalls hoch korreliert ($r = 0.70$, September-Dezember). Auch in den ENSO-relevanten Meeresoberflächegebieten werden keine deutlichen Temperaturanomalien beobachtet. Auch wenn im ersten Sequenzausschnitt die tropische Troposphärenkopplung eine schwache Positivkopplung zeigt und wenn eine moderate Kopplung mit dem NINO3.4-Index im Januar beobachtet wird, so scheint SE-CL 13 doch vielmehr einen außertropischen Variabilitätsmodus der Zirkulation im Untersuchungsgebiet widerzuspiegeln. Da die ermittel-

ten herbstlichen Zusammenhänge mit dem Index des *Scandinavia Patterns* und der Arktischen Oszillation von keinem anderen Fernkopplungsindex übertroffen werden und charakteristisch für die Herbstausrprägung des SE-CL 13 sind, wird dieser Sequenz-Cluster im Folgenden als SCAND/AO-AUT-Sequenz bezeichnet (*SCANDinavia Pattern*/Arctic Oscillation-AUTumn).

Zusammenhänge mit der mediterranen Niederschlagsvariabilität

Augenfällig für die Zusammenhänge zwischen dem SCAND/AO-AUT-Cluster und der mediterranen Niederschlagsvariabilität ist die starke Negativkopplung mit dem Balkanniederschlag im Herbst. Wie Abbildung 7.38 zeigt, stellt sich der betragsmäßig maximale Korrelationskoeffizient in einer Höhe von $r = -0.73$ mit dem September-Dezembermittel des Balkanniederschlags ein. Dieser Saisonabschnitt fällt in das Zeitfenster der Sequenzausschnitte, in denen das Positivzentrum über Zentraleuropa seine maximale Ausdehnung und seine höchsten Kopplungsintensitäten verzeichnet. Die Kompositen des vorangegangenen Unterkapitels zeigten, dass in der positiven Phase des SCAND/AO-AUT-Clusters ein Hochdruckrücken über Mitteleuropa liegt. Im Zuge dessen wird der Balkan vom zyklonalen Frontengebahren der Westdrift abgeschirmt, was in den regionalen negativen Niederschlagsanomalien seinen Ausdruck findet. Auch der Westmittelmeerraum ist von dieser Entwicklung betroffen, wie das die Negativkorrelationen mit dem Iberienniederschlag zeigen ($r = -0.51$, März-Januar). Ebenfalls in der Positivphase dieser Sequenz empfangen der Zentral-MED, die Türkei, Nord- und Zentralmauretanien und Libyen ($r = -0.53$, Januar-März) im Frühsommer weniger Niederschläge als im Mittel. Mit den Sequenzausschnitten des Frühjahrs lässt sich diese Kopplung nur andeutungsweise erklären. Zwar überzieht ein positives Kopplungszentrum den West- und Zentralmittelmeerraum und indiziert verstärkten Hochdruckeinfluss. Die zentrenkonstituierenden Korrelationskoeffizienten bewegen sich aber nicht im statistisch signifikanten Bereich. Auch für die Negativkorrelation, die mit dem Niederschlag des Nordnigers und Nordsudans ($r = -0.53$, November-Dezember) eintritt, können die Korrelationen über der Region mangels ausreichend hoher Beträge nicht als Erklärungsursache herangezogen werden.

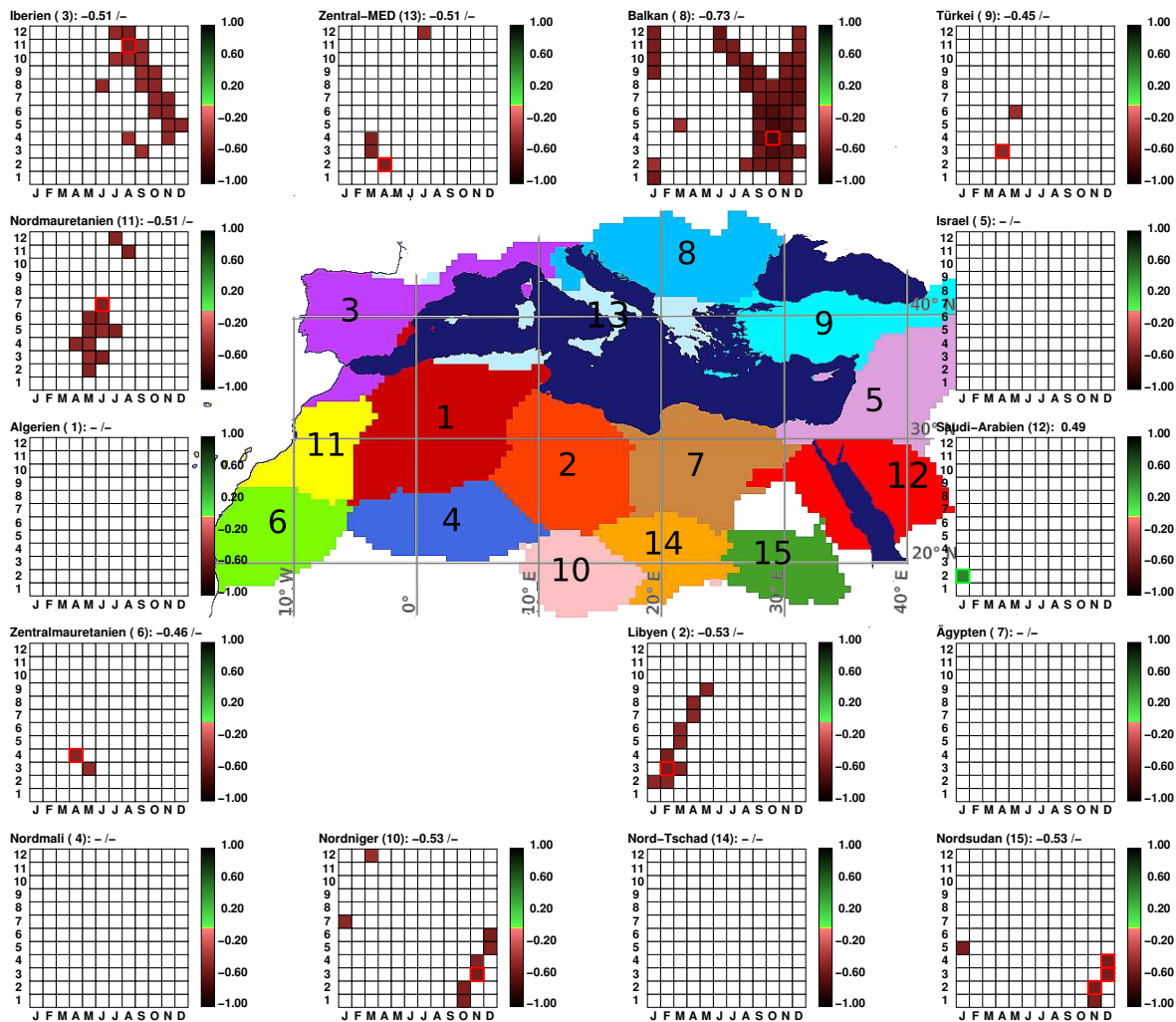


Abb. 7.38: Saisonabschnittsdiagramme der 15 Niederschlagsregionen mit den saisonal maximal bzw. minimalen Korrelationskoeffizienten mit dem SCAND/AO-AUT-Cluster (SE-CL 13); nur signifikante Korrelationen ($\alpha = 0.05$) sind abgebildet; die Monate auf der x-Achse entsprechen den Zentralmonaten der Saisonabschnitte, auf der y-Achse ist die Länge der Saisonabschnitte eingetragen; die signifikanten Korrelationskoeffizienten mit mehrmonatigen Saisonabschnitten sind zentriert eingetragen, z.B. für Februar-März auf der x-Achse an der Stelle des Februars (F) und z.B. für Februar-April auf der x-Achse an der Stelle von März (M); positive (negative) Korrelationskoeffizienten sind in grün (rot) dargestellt; maximal positive (negative) Koeffizienten sind durch ein grünes (rotes) Quadrat hervorgehoben und erscheinen gleichzeitig als Zahlenwerte in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme.

7.3.4 Analogien zu Niederschlags-Telekonnektionen

Der EA-WR-SUM/AUT-Cluster und TP-PC 11

Zu Beginn dieses Themenkomplexes wurde herausgestellt, dass dem Frühwinter-Ausschnitt (November-Januar) des EA-WR-SUM/AUT-Clusters eine Niederschlagstelekonnektion aus dem ersten Teil der Arbeit, TP-PC 11, zugeordnet werden kann (vgl. Abb.7.32). Das TP-PC 11-*Score*-Muster (s. Kap. 6.8.4, Abb. 6.68) erinnert in der Tat an einzelne Ausschnitte dieses Sequenz-Clusters, vielmehr aber an den fröhsommerlichen als an den ausgewählten Spätherbst-Ausschnitt. Obwohl die elfte Telekonnektions-PC zu der Gruppe an nachgeordneten TP-PCs zählt, die nicht ausführlich erörtert wurde, wurde dennoch darauf aufmerksam gemacht, dass im *Score*-Muster Telekonnektionszentren über dem Mittelmeerraum und Nordpakistan auftreten - Hinweise auf potentielle Zusammenhänge zur indischen Monsunzirkulation. Nun wird TP-PC 11 über das, in Kapitel 6.8.4 beschriebene Verfahren der Musterkorrelation in einen SE-Cluster eingeordnet, für den ebenfalls die Nähe zur indischen Monsunvariabilität postuliert wird. Die weiterreichenden Analysen zeigten, dass die fokussierten Telekonnektionsmuster des EA-WR-SUM/AUT-Clusters primär die Variabilität des *East Atlantic/West Russia*-Patterns widerspiegeln. Daneben existiert eine Sequenz-PC, die SUWA-NAPAK-Sequenz, mit sehr ähnlichen sommerlichen Fernkopplungsmustern, für die ein sehr hoher statistischer Zusammenhang mit dem Indienniederschlag ausgemacht werden konnte. Das TP-PC 11-Kopplungsmuster ist den Sommermustern beider Sequenzen zwar nicht in allen Elementen, aber doch hinsichtlich der negativen Kopplungszentren über den nordhemisphärischen Subtropen ähnlich. Das Verfahren der Musterkorrelation war wohl auf Grund von Abweichungen in anderen Teilregionen nicht in der Lage, die angemessenere Zuordnung zu den Sommer-Fernkopplungsmustern des EA-WR-SUM/AUT-Clusters zu gewährleisten.

So lässt sich festhalten, dass TP-PC 11 - zumindest in Teilregionen - eine reale Niederschlags-Telekonnektion für den Mittelmeerraum zu repräsentieren scheint und auf Grund dessen nicht als mathematisches Artefakt betrachtet werden muss. Ein Vergleich des TP-PC 11-Ladungsmusters (Anhang, Abb. A3) mit dem Korrelationsmuster des EA-WR-SUM/AUT-Clusters in den Saisonabschnittsdiagrammen der mediterranen Niederschlagsregionen lässt vereinzelt Überschneidungen erkennen, wie z.B. für die Niederschlagsregionen Zentralmauretanien oder Balkan. Diese fallen aber nicht übermäßig hoch aus und verweisen auf den Umstand, dass TP-PC 11 als eine der nachgeordneten TP-PCs mit großen Unschärfen im räumlichen und zeitlichen Ergebnisteil behaftet ist. Die vergleichende Betrachtung mit entsprechenden Ergebnissen der sequentiellen Analysen hebt die Anteile der TP-PC 11-Niederschlags-Telekonnektion hervor, die im Rahmen des EA-WR-SUM/AUT-Clusters in einem sinnhaften Zusammenhang mit der mediterranen Niederschlagsvariabilität erscheint. Demnach fangen vor allem die subtropischen

TP-PC 11-Telekonnectionszentren über dem Zentralmittellmeerraum und Pakistan den Zusammenhang zwischen Mittelmeerniederschlag und der Variabilität des Indienniederschlags bzw. des *East Atlantic/West Russia-Patterns* ein.

Die SCAND/AO-AUT-Sequenz im Winter und der AO/NAO-Modus

Unbestritten hinsichtlich der Ähnlichkeit zwischen den Fernkopplungsmustern ist die Zuordnung des AO/NAO-Modus zum Winterausschnitt (DJF) der SCAND/AO-AUT-Sequenz. Diese Sequenz repräsentiert zwar nicht den Wintermodus der Arktischen- bzw. Nordatlantischen Oszillation, sie ist aber sehr hoch mit der herbstlichen Index-Variabilität der Arktischen Oszillation und des *Scandinavia Patterns* korreliert. Darüberhinaus münden die winterlichen Fernkopplungsmuster der SCAND/AO-AUT-Sequenz in eine AO-ähnliche Zentrenkonfiguration über dem Nordatlantik. Der dargestellte Positivmodus geht primär mit negativen Niederschlagsanomalien in der Balkanregion einher.

Die Korrelationen zwischen Balkan-Niederschlag und dem AO-Index im Herbst überschneiden sich zeitlich mit denen zwischen Balkan-Niederschlag und der SCAND/AO-AUT-Sequenz, wie Abbildungen 7.38 und 7.39 zeigen. Die AO-Indexkorrelationen erreichen darüber hinaus in den Herbstmitteln die maximalen Kopplungsintensitäten ($r = -0.79$, August-Dezember). Die sommer- und herbstlichen Fernkopplungsmuster der SCAND/AO-AUT-Sequenz bergen also das Potenzial, dieser statistischen Verbindung ein Gesicht zu geben. Die Winterkorrelationen zwischen Balkanniederschlag und dem AO-Index werden durch den Wintermodus der Arktischen Oszillation abgedeckt, wie er durch die Niederschlags-Telekonnection des AO/NAO-Modus beschrieben wird. Da die SCAND/AO-AUT-Sequenz primär die herbstliche AO-Variabilität widerspiegelt, der AO/NAO-Modus aber den Winterzustand der Arktischen Oszillation verkörpert, sind die Ladungen des AO/NAO-Modus (vgl. Kap. 6.6.2, Abb. 6.49) und die Korrelationen mit der SCAND/AO-AUT-Sequenz in den Saisonabschnitten der Balkanregion zeitlich nicht deckungsgleich.

Die Kopplung mit dem *Scandinavia Pattern*-Index lässt sich für den Balkanniederschlag weniger gut nachweisen (nicht dargestellt). Es herrschen mit diesem Telekonnections-Index vereinzelt Positivkorrelationen vor, die auch im Spätherbst (Oktober-Dezember) eine maximale Höhe von $r = 0.51$ erreichen. Sie treten aber nicht so flächendeckend wie die AO-Korrelationen auf und überschneiden sich weniger stark mit dem regionalen Korrelationsmuster der SCAND/AO-AUT-Sequenz. Das deutet darauf hin, dass sich die Variabilitätsanteile der SCAND/AO-AUT-Sequenz, die auf die Arktische Oszillation und auf das *Scandinavia*-Pattern zurückgeführt wer-

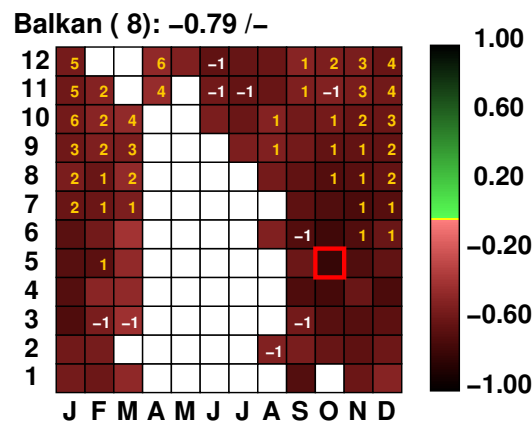


Abb. 7.39: Saisonabschnittsdiagramm für den maximal positiven Zusammenhang zwischen der Variabilität des Balkanniederschlags und der Arktischen Oszillation; nur statistisch signifikante Korrelationskoeffizienten ($\alpha = 0.05$) sind dargestellt - positive in Grün- und negative in Rottönen. Auf der y-Achse ist die Länge der Saisonabschnitte (1-12 Monate) aufgetragen, auf der x-Achse stehen die Zentralmonate (Januar-Dezember) der Saisonabschnitte. Die signifikanten Korrelationskoeffizienten mit mehrmonatigen Saisonabschnitten sind zentriert eingetragen; z.B. für Februar-April und für Februar-Mai auf der x-Achse an der Stelle von März (M). Der maximal positive (negative) Korrelationskoeffizient ist durch ein grünes (rotes) Quadrat hervorgehoben und erscheint als Ziffernwert in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme; gelbe Ziffern stehen für positiven Zeitversatz, d.h. die Zusammenhangsgröße (WAGI) schreitet dem Niederschlag zeitlich voran; weiße Ziffern stehen für negativen Zeitversatz, d.h. der Niederschlag schreitet der Zusammenhangsgröße voran.

den können, nicht komplett überlagern, sonst wären beide Indizes vergleichbar mit dem Balkanniederschlag gekoppelt.

Die SCAND/AO-AUT-Sequenz im Frühsommer und TP-PC 9

Die durch TP-PC 9 repräsentierte Niederschlags-Telekonnektion wurde an Hand ihrer drei repräsentativen Korrelationskarten dem Mai-Juli-Sequenzausschnitt des SCAND/AO-AUT-Clusters zugeordnet. Während zwei der repräsentativen Korrelationskarten nicht über großräumig ausgeprägte Zentren hoher Korrelationsbeträge verfügen, sind auf der dritten, der 850 hPa-Korrelationskarte des Zentral-MEDs im April-Mai-Saisonabschnitt, insgesamt drei signifikante Kopplungszentren verzeichnet. Das Korrelationsmuster dieser Karte stimmt mit dem April-Juni-Ausschnitt des SCAND/AO-AUT-Clusters in einer Höhe von $r = -0.69$ überein. Wie Abbildung 7.40 zeigt, sind die beiden Telekonnektionsmusterkarten hinsichtlich der Lage von annähernd allen Fernkopplungszentren vergleichbar - lediglich die Vorzeichen sind entgegen-

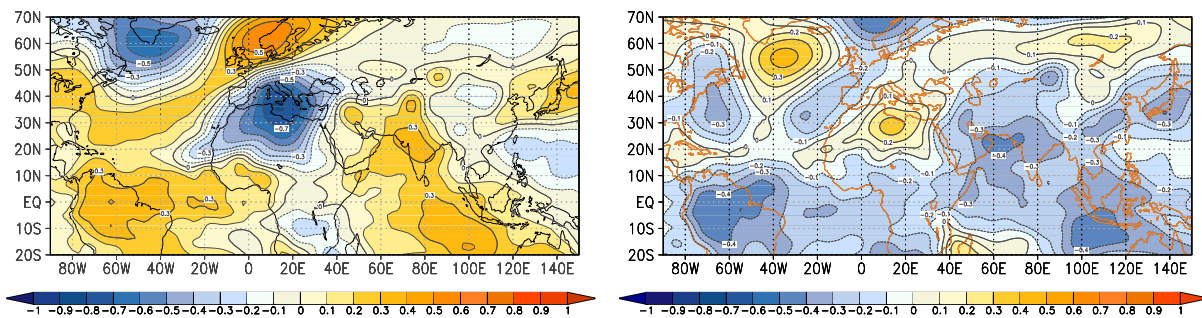


Abb. 7.40: Korrelationskarte des Zentral-MED-Niederschlags (April-Mai) und Pseudoladungsmuster des SCAND/AO-AUT-Clusters (April-Juni) jeweils im 850 hPa-Niveau. Der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen.

gesetzt. Anhand dieses Vergleich kann eine Übereinstimmung der beiden Fernkopplungsmuster postuliert werden. Allerdings wurde in Kapitel 6.8.3 festgestellt, dass die stellvertretende Zentral-MED-Korrelationskarte nicht als repräsentativ für das TP-PC 9-Telekonnectionsmuster betrachtet werden kann, da große Differenzen zum *Score*-Muster der Telekonnectionsmuster-Hauptkomponente auftreten. Hier kann nun ein Vergleich zwischen dem TP-PC 9 Ladungsmuster und dem Korrelationsmuster der SCAND/AO-AUT-Sequenz Aufschluss darüber liefern, inwieweit nicht nur die zentral-mediterrane Korrelationskarte, sondern auch TP-PC 9 mit dem Sequenzausschnitt des Mai-Julimittels übereinstimmen. Zu diesem Ladungsmuster, das im Anhang (vgl. Abb. A2) eingesehen werden kann, manifestieren sich nur geringfügige Übereinstimmungen: es werden von TP-PC 9 beispielsweise Frühsommer-Fernkopplungsmuster des Zentral-MEDs, Nordmauretaniens und Libyens repräsentiert - von Saisonabschnitten, in denen gleichzeitig auch die regionale Niederschlagsvariabilität mit der SCAND/AO-AUT-Sequenz korreliert ist. Das untermauert die Verbindung zwischen der zentral-mediterranen Niederschlagsfernkopplung und dem Mai-Juli-Saisonabschnitt, wie sie in Abb. 7.40 dargestellt ist. Gleichzeitig entfallen weder auf die Balkanregion noch auf Iberien gegensätzliche Ladungsbeträge im Herbst, dann, wenn die Sequenz maximal mit dem Niederschlag im Westmittellmeerraum und auf dem Balkan gekoppelt ist. Die Sommer-Fernkopplungsmuster sämtlicher Sommerniederschlagsregionen (Nordmali, Nordniger, Nord-Tschad und Nordsudan) sind außerdem mit positiven Ladungen versehen, während keine dieser Niederschlagsregionen im Sommer signifikant mit der SCAND/AO-AUT-Sequenz korreliert ist.

Das spricht dafür, dass im *Scoremuster* von TP-PC 9 mehrere Niederschlagstelekonnectionsmuster zusammengeführt werden, die teilweise so nicht im Sequenzausschnitt des SCAND/AO-AUT-Cluster realisiert ist, dem TP-PC 9 zugeordnet wird. Dennoch scheint diese Sequenz ein

Fernkopplungsmuster zu beherbergen, das im Frühjahr die zentralmediterrane Niederschlagsvariabilität beeinflusst. In Rahmen des SCAND/AO-Clusters, das wird in Abbildung 7.40 auch deutlich, spielt dieses Fernkopplungsmuster eine untergeordnete Rolle. Das zeigen die sehr viel niedrigeren Kopplungsbeträge der Telekonnectionszentren im Vergleich zur zentralmediterranen Niederschlagskarte an. Dennoch kann abgeleitet werden, dass südlich einer Hochdruck- bzw. Tiefdruckanomalie über Norwegen, die das Positivzentrum in der repräsentativen Korrelationskarte und der Sequenz hervorruft, im zentralen und in Teilen des westlichen Mittelmeerraums mit tendenziell verstärkten bzw. abgeschwächten Zyklogenese Prozessen gerechnet werden muss. Gefolgt werden norwegische Tiefdruckanomalien und trockene zentralmediterrane Frühsommer, laut der SCAND/AO-AUT-Abfolge, von einer dominanten Hochdruckanomalie über Mitteleuropa im Sommer mit sehr trockenen Verhältnissen vor allem auf dem Balkan, die den Herbst hindurch anhalten - dann auf Grund der Formation des herbstlichen *Scandinavia Patterns*.

7.3.5 Zusammenfassung

Zwei Gruppen von Fernkopplungsmuster-Sequenzen wurden herausgestellt, die beide mit der Variabilität des indischen Sommerniederschlags zusammenhängen: einerseits wurden Sequenzen diskutiert, für deren Fernkopplungsmuster die Zirkulationsdynamik des indischen Sommermonsuns als entscheidender Einflussfaktor betrachtet wird. Hier sind die SUWA-NAPAK- und LABAJCA-PC sowie der EA-WR-SUM/AUT-Cluster anzusiedeln. Andererseits wurde eine Telekonnectionsmusterabfolge beleuchtet, welche die indische Monsunregion zwar in ihre Zentrenkonfiguration einbindet, deren stärkstes Kopplungszentrum, um das sich das sequentielle Anomaliesignal gruppiert, aber stromaufwärts des indischen Subkontinents liegt. Darüber hinaus schreitet dieses Fernkopplungszentren denjenigen im Einzugsbereich der indischen Sommermonsunzirkulation zeitlich voran. Demzufolge wird für die Entstehung dieser Kopplungsmuster, die in der SCAND/AO-AUT-Abfolge auftreten, nicht die Indienmonsunvariabilität als ursächlich betrachtet.

Als Vertreter der erstgenannten Sequenz-Gruppe wurde primär der EA-WR-SUM/AUT-Cluster diskutiert. Seine Bezeichnung resultiert aus einem spätsommerlichen Sequenzausschnitt (August-Oktober), dessen Kopplungsmuster dem *East Atlantic/West Russia*-Pattern gleichkommt, mit je einem negativen Telekonnectionszentrum über dem Mittelmeerraum und Ostsibirien sowie einem Positivzentrum nördlich des Kaspischen Meeres. Keine der anderen Sequenzen unter den SE-Clustern und SE-PCs ist ähnlich hoch mit dem EA/WR-Index korreliert wie die EA-WR-SUM/AUT-Sequenz. Im Rahmen der EA-WR-SUM/AUT-Sequenz kann das spätsommerliche Auftreten des EA/WR-*Patterns* in seiner negativen (positiven) Phase als Folge von Zirkulations-

anomalien im Indischen Sommermonsun interpretiert werden, die mit anomal niedrigen (hohen) Monsunniederschlägen auf dem indischen Subkontinent einhergehen und negativen (positiven) Druckanomalien in der Hochtroposphäre über Indien.

Über den nordhemisphärischen Subtropen sind dann negative (positive) Kopplungszentren ausgebildet mit Kernregionen über dem Nordatlantik, dem Zentral- bzw. Westmittellmeerraum und Pakistan. Positive (negative) Niederschlagsanomalien in der westlichen und südlich-zentralen bis östlichen Mediterranregion im Sommer und Herbst resultieren aus der Intensivierung (Verminderung) konvektiver und dynamischer Niederschlagsprozesse in Folge abgeschwächter (intensivierter) regionaler Luftmassensubsidenz sowie der erhöhten (verringerten) Wahrscheinlichkeit für zentralmediterrane Troglagen. Im Herbst verlagert sich das zentralmediterrane Negativzentrum (Positivzentrum) über den Westmittellmeerraum, vervollständigt die Zentrenkonfiguration des negativen (positiven) *East Atlantic/West Russia-Patterns* und zeigt im Zuge dessen das verstärkte (verminderte) Auftreten von Troglagen vor der nordwestafrikanischen und iberischen Küste an.

Die Studien von Rodwell & Hoskins (1996, 2001), die im Rahmen dieser Arbeit bereits desöfteren bemüht wurden, liefern auch hier den Link zwischen indischem Monsungebiet und dem Mittelmeerraum im Sommer. Entsprechend ihrer Theorien, auch das wurde bereits erläutert, resultiert eine abgeschwächte (intensivierte) Luftmassensubsidenz in den nordatlantischen, mediterranen und eurasischen Abstiegszonen in der außertropischen Westdrift aus einer abgeschwächten (intensivierten) Indienmonsunzirkulation. Dieser Zusammenhang lässt sich an der subtropischen Telekonnections-Zentrenkonfiguration im Rahmen der EA-WR-SUM/AUT-Zeitreihe nachvollziehen. Die einhergehenden Konsequenzen für den mediterranen Niederschlag in Form von Positivanomalien in der zentral-südlichen bis östlichen Mediterranregion im Sommer passen sich ebenfalls gut in dieses Bild ein.

Hinweise auf die Entstehungsursache des Indienmonsuns für eine sommerlich/herbstliche Variante des *East Atlantic/West Russia-Patterns* finden sich in der einschlägigen Fachliteratur nicht. Es wird zumeist in seiner winterlichen Ausprägung und, im Hinblick auf den Mittelmeerraum, in seiner Bedeutung für den Winterniederschlag diskutiert (Xoplaki et al. 2004, Krichak & Alpert 2005). In diesem Zusammenhang hatte das EA/WR- Muster beispielsweise Anteil an der winterlichen EA-WR/NATL-Niederschlags-Telekonnection, die in Kapitel 3.4 diskutiert wurde. Das hier diskutierte Ergebnis verweist auf einen potenziellen Zusammenhang zwischen der Zirkulationsdynamik im Indienmonsun und einer sommer-/herbstlichen Realisierung des *East Atlantic/West Russia-Patterns*. Bereits im ersten Teil der Arbeit in der Diskussion um den ISM/EA-WR-Modus bestand die Veranlassung, über eine Verbindung zwischen Indienmonsun und der Entstehung dieser außertropischen Telekonnection nachzudenken. Das Ergebnis

der Sequenzanalysen unterstützt diese Überlegungen: die raumzeitliche Dynamik der Telekonnectionssignale im Untersuchungsgebiet indiziert das Auftreten eines negativen Kopplungszentrums über Pakistan ab dem Spätfrühjahr (April-Juni) und erst im Anschluss daran, etwa ab dem Juni-Augustmittel, die Herausbildung der restlichen Telekonnectionszentren nördlich des Kaspischen Meeres und über dem Westmittelmeerraum, die sich im Spätsommer und Frühherbst zu einer EA/WR-ähnlichen Zentrenkonfiguration formieren. Die sequentiellen Resultate zeigen, dass die einschlägigen tropischen und außertropischen Telekonnectionen, wie das *East Atlantic/West-Russia-Pattern*, in vielfachen verschiedenen räumlichen und zeitlichen Zusammenhängen auftreten können. Im zeitlichen Nacheinander manifestieren sich vermehrt Links zwischen tropischer und außertropischer Zirkulationsdynamik.

Die SCAND/AO-AUT-Sequenz repräsentiert herbstliche Variabilitätskomponenten sowohl der Arktischen Oszillation wie auch des *Scandinavia Patterns*. Im Sommer ist außerdem ein starkes positives Telekonnectionszentrum über den Britischen Inseln und Westeuropa ausgebildet, dass durch den Wechsel zwischen Hochdrucklagen und Tiefdrucktrögen im Einzugsbereich des Polarfront-Jets entsteht. Für die beobachtete Niederschlagskopplung im Mittelmeerraum spielt dieses west-/zentraleuropäische Fernkopplungszentrum die maßgebliche Rolle: in erster Linie der Balkanniederschlag ist von Negativanomalien in der dargestellten Positivphase der SCAND/AO-AUT-Sequenz betroffen, dann, wenn eine Antizyklonalanomalien weite Teile Zentraleuropas dominiert. Hinweise auf physikalisch-dynamische Mechanismen, die die statistische Beziehung zwischen Sequenzzeitreihe und dem Indiensommerniederschlag erklären können, liefert die zeitgleiche Verstärkung des Arabienhochs. Über dieses könnte möglicherweise der stromabwärtige Signaltransport des westeuropäischen Antizyklonalanomalien-Signals bewerkstelligt werden, das auf diesem Weg mit der Westströmung in die indische Monsunregion hineingetragen wird. Eine derartige Argumentationslinie folgt der Studie von Ding & Wang (2005), die als eine ihrer Hypothesen für die Entstehung des *Circum Global Teleconnection Patterns* eine Zirkulationsanomalie über dem Nordatlantik anführen, von der ausgehend sich ein Anomaliesignal in der außertropischen Westdrift über Osteuropa bis in das Indienmonsungebiet fortpflanzt. Mit Hilfe derartiger Theorien lässt sich zwar das Zirkulationsfeld über Westeuropa und Indien verknüpfen, dennoch erscheint für die Kopplung zwischen der SCAND/AO-AUT-Sequenz und dem Mittelmeerniederschlag das Westeuropa-Zentrum am bedeutungsvollsten. Diese Sequenz spiegelt demnach höchstwahrscheinlich keine direkten Indienmonsuneinflüsse auf das mediterrane Niederschlagsfeld wider.

7.4 Sequenzen mit Bezug zur Niederschlagsvariabilität in Westafrika

Bereits im ENSO/ISM- bzw. ISM-Komplex wurden Sequenzen mitbesprochen, die einen statistischen Zusammenhang zur Niederschlagsvariabilität in Westafrika erkennen lassen. Generell fallen die statistischen Verbindungen zum Westafrika-Niederschlag weitaus geringer aus als die mit der ENSO- oder Indienmonsun-Variabilität. Zumeist lässt sich zwar ein statistisch signifikanter Zusammenhang zwischen dem Westafrika-Niederschlag und den Sequenz-PCs und -Clustern herstellen, gleichzeitig werden dann oft aber weitaus höhere Kopplungen mit der ENSO und/oder dem Indienmonsun beobachtet, wie z.B. für die vier ENSO/ISM-gekoppelten Sequenz-PCs. In diesen Fällen wurden primär die Telekonnektionen mit der *El Niño-Southern Oscillation* und dem Indienmonsun beleuchtet, da diese sich häufig als die eigentliche, großskalige Ursache für die gemeinsamen Schwankungsanteile zwischen Mittelmeer- und Westafrika-Niederschlag entpuppten. So konnte beispielsweise durch die sequentiellen Analysen die Niederschlagstelekonnektion des SCAND/WAGI-Modus nachträglich in den ENSO-Kontext eingeordnet werden. Auch der WASI-Modus wurde durch das Musterverfahren in eine der ENSO-Sequenzen integriert - die ENSO-DECAY-PC. Diese Zuordnung fiel allerdings unbefriedigend aus, wie das in Kapitel 7.2.7 erörtert wurde. Darüber hinaus lässt sich der WASI-Modus aber auch in eine der SE-Clusterlösungen einordnen. Durch das Musterkorrelationsverfahren wird er auch dem Spätwinterausschnitt von SE-CL 6 für ähnlich befunden. Diese Verbindung soll im Folgenden dargestellt werden.

7.4.1 Die Fernkopplungssequenz

Der sechste Sequenz-Cluster, im sequentiellen Pseudoladungsmuster in Abbildung 7.41 dargestellt, repräsentiert die Luftdruckanomalien von ca. 5% aller Gitterpunkte. Seine Fernkopplungsmusterabfolge integriert zwei Fernkopplungsmuster, die in dieser Arbeit bereits an anderer Stelle auftraten: das ist einerseits eine moderate Kopplung mit der tropischen Troposphäre zu Sequenzbeginn (JFM-MAM) und andererseits das AO/NAO-ähnliche Fernkopplungsmuster der letzten drei Sequenzabschnitte (OND-DJF). Bevor die Auflösung der tropischen Troposphärenkopplung im März-Maimittel einsetzt, intensiviert sich eine bandförmige subtropische Kopplungsregion in ca. 20° N- 30° N zwischen Nordafrika und Ostchina. In diesem Gebiet manifestieren sich maximale Korrelationsbeträge von $r = 0.60$ direkt über den Südsommerniederschlagsregionen, für die sich auch der Zusammenhang mit dem WASI-Modus nachweisen ließ. Über den Sommer hinweg halten vor allem die zwei stärkeren Positivzentren über dem subtropischen Ostatlantik und über der ostchinesischen Küste an. Im Juni-Augustmittel ergänzt

ein Negativzentrum südlich von Island die atlantische Zentrenkonfiguration zu einem Dipol. Ab dem September-Novemberausschnitt zieht sich das Positivzentrum über den subtropischen Ostatlantik zurück, während sich ein weiteres positives Fernkopplungszentrum über dem Südosten der USA manifestiert. Im fortschreitenden Herbst und Winter intensivieren sich diese beiden Zentren und „wachsen“ aufeinander zu. Die Kernregion des ostatlantischen Zentrums verlagert sich über den Nordosten Iberiens. Gleichzeitig bilden sich über dem Atlantik zwei negative Korrelationsbänder aus, eines über Südgrönland und Island und das andere in tropischer/subtropischer Breitenlage bei ca. 20° N. Zusammengenommen erinnern die drei atlantischen Kopplungsregionen sehr stark an die Kopplungsmuster der Arktischen Oszillation bzw. des Nordatlantischen Tripols.

Der WASI-Modus wird dem ersten Sequenzabschnitt, dem Januar-Märzmittel, für ähnlich befunden. Auch diese Zuordnung, hier dargestellt für das 500 hPa-Niveau, erweist sich als problematisch, denn hier fehlt ebenfalls, wie bereits bei der Zuordnung zur ENSO-DECAY-Sequenz, das westmediterrane Primärkopplungszentrum. Dafür sind aber die beiden Fernkopplungszentren über dem zentralen Mittelmeerraum und über Nordindien vorhanden, die in etwa in gleicher Lage in der repräsentativen WASI-Korrelationskarte auftreten, dort aber mit negativem Vorzeichen versehen (vgl. Kap. 6.4.1, Abb. 6.29). Die Zuordnungsschwierigkeiten, die der WASI-Modus bereitet, können entweder daraus resultieren, dass sein westmediterranes Kopplungszentrum nur in den Niederschlagstelekonnektionskarten auftritt, oder aber daraus, dass sich in der repräsentativen Korrelationskarte, die auf Basis einer zehnmonatig gemittelten Zeitreihe erstellt ist, eine Zentrenkonfiguration manifestiert, die nicht in den dreimonatig gemittelten luftdruckinternen Kopplungsmustern auftritt. Ein Vergleich zwischen dem Ladungsmuster des WASI-Modus und dem Korrelationsmuster des sechsten SE-Clusters in den Saisonabschnittsdiagrammen der mediterranen Niederschlagsregionen gibt weiteren Aufschluss.

7.4.2 Zusammenhänge zum mediterranen Niederschlag

Abbildung 7.42 hält die Bedeutung dieses Sequenz-Clusters für die mediterrane Niederschlagsvariabilität fest. Vor allem im Westmittelmeerraum - Iberien, Nord- und Zentralmauretanien - machen sich Auswirkungen bemerkbar. Für die drei letztgenannten Niederschlagsregionen sind es insbesondere die Herbstmonate, in denen sich negative Niederschlagsanomalien in der dargestellten positiven Phase dieses Sequenz-Clusters manifestieren. Iberien, die am stärksten mit SE-CL 6 gekoppelte Region ($r = -0.79$), empfängt vor allem in den Wintermonaten weniger Niederschlag als im Mittel. Die geschilderten Zusammenhänge lassen sich mit dem positiven subtropischen Atlantikzentrum erklären, das sich ab Spätsommer in den Ostatlantik zurückzieht und das im Herbst und Winter als Südzentrum der AO/NATL-ähnlichen Kopplungsmuster auf-

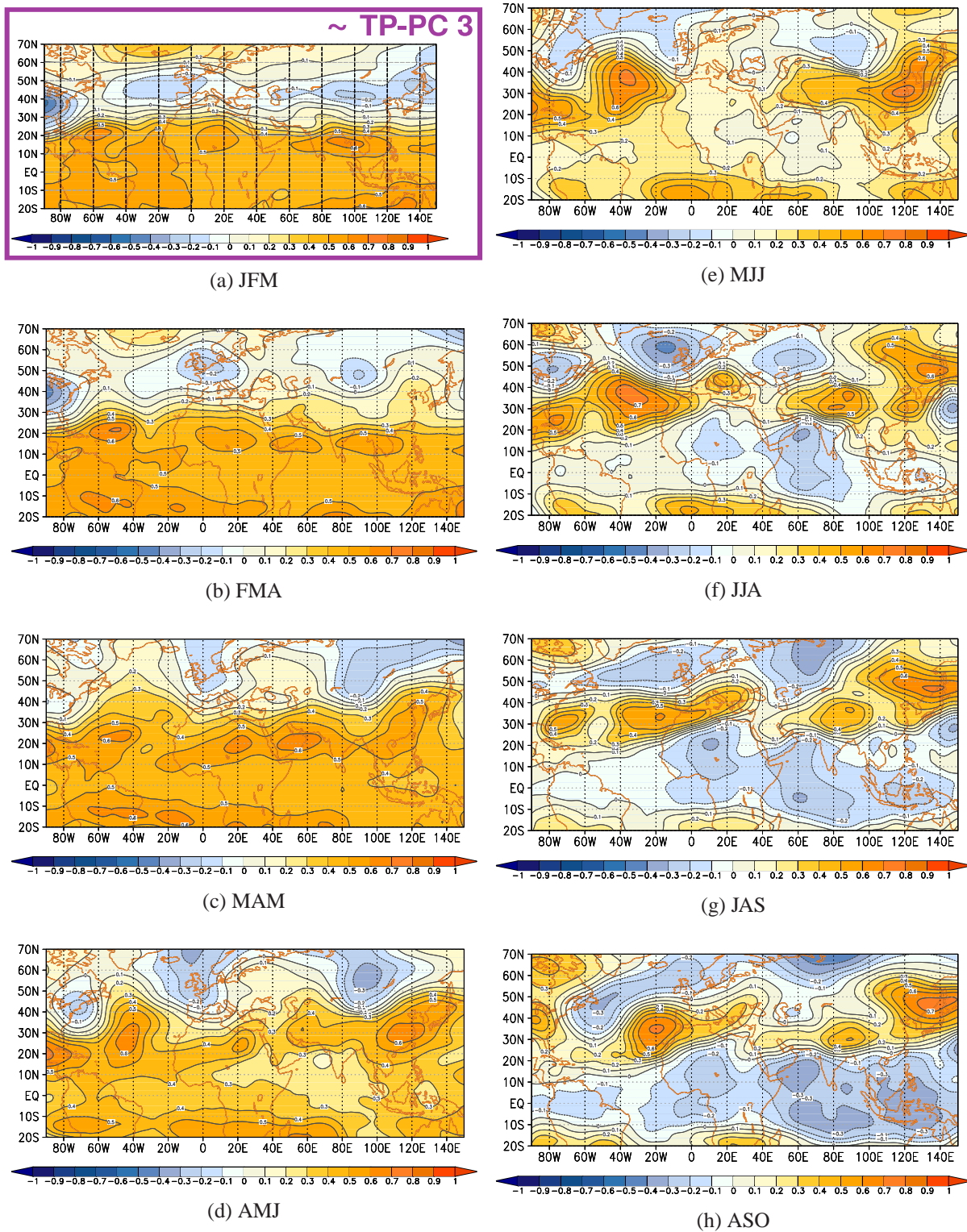


Abb. 7.41: Pseudo-Ladungsmuster von SE-CL 6 für die dreimonatigen, überlappenden Saisonabschnitte zwischen Januar-März (a) und Dezember-Februar (l) im 500 hPa-Niveau. Der Abstand der Linien gleicher Pseudoladungsbeträge (Korrelationskoeffizienten) beträgt 0.1. Gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Korrelationskoeffizienten; die violette Umrahmung hebt die Telekonnectionsmuster der Sequenzausschnitte hervor, die einer der Niederschlagstelekonnectionsmuster-Hauptkomponenten (violette Ziffer) für ähnlich gefunden werden.

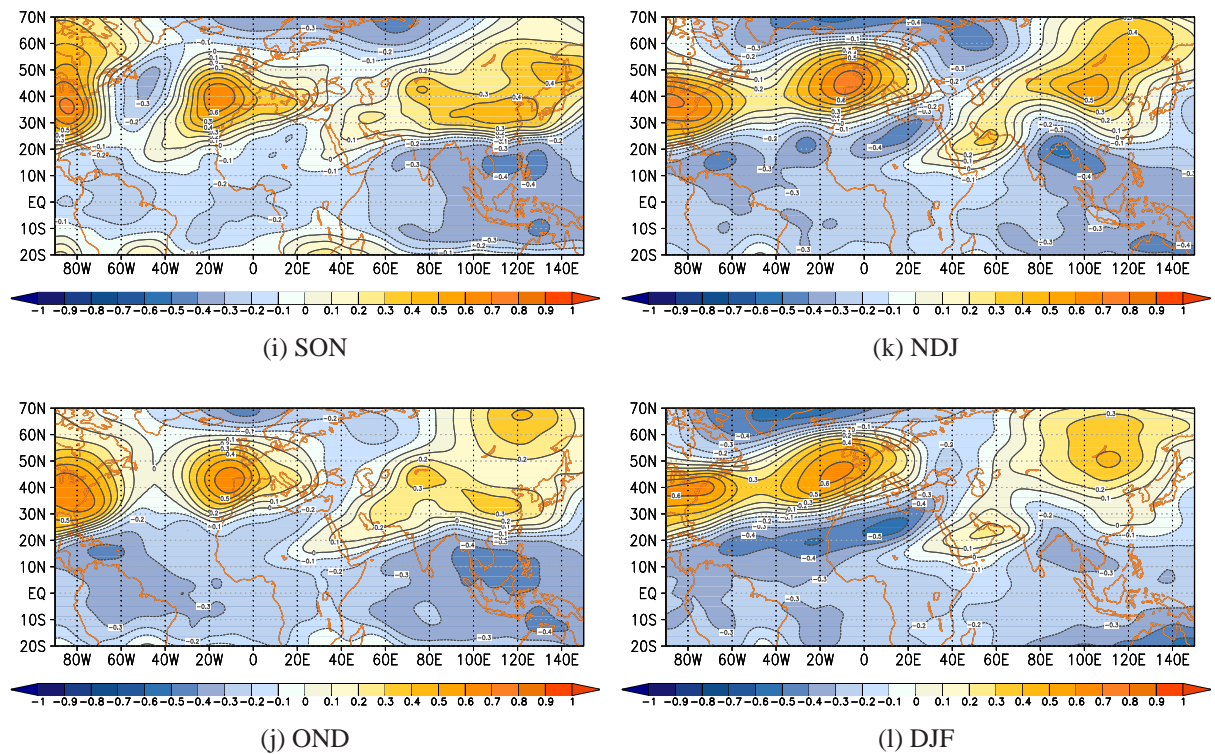


Abb. 7.41: Fortsetzung

tritt. Regionale Hochdruckanomalien im dargestellten SE-CL 6-Positivmodus dominieren dann den Westmittelmerraum.

Weiterhin ist eine negative Tendenz im Sommerniederschlag der Türkei auszumachen ($r = -0.53$, Juni-Juli). Im vergleichbaren Juli-August-Sequenzausschnitt greift das Atlantikzentrum vorübergehend bis in den Nordostmittelmerraum hinein aus und verursacht (im Positivmodus) regionale Hochdruckanomalien.

Ebenfalls von Bedeutung ist der sechste Sequenz-Cluster für die Sommer- und Herbstabschnitte der Nordnigerregion, in denen aber gegensätzliche, positive Niederschlagsanomalien auftreten. Im Juni-August-Sequenzausschnitt liegt ein schwaches Negativzentrum über der Region, als Kerngebiet einer noch insignifikanten negativen Kopplung mit der tropischen Troposphäre, die sich im weiteren Sequenzfortgang intensiviert. Das kann als Indiz für abgeschwächten Hochdruck über einem Gebiet, in dem das sommerliche Sahara-Hoch ausgebildet ist, gewertet werden. Ein schwächeres Sahara-Hoch geht mit einer nördlichen Lageanomalie des *African Easterly Jets* einher. Ist dieses mitteltroposphärische Starkwindband nach Norden verschoben, dann wird häufig eine stärkere als gewöhnliche Ausprägung des Westafrikamonsuns beobachtet

(vgl. Kap. 3.2.2). Darin könnte die Ursache für die positiven Anomalien des Sommerniederschlags im Nordniger begründet liegen. Zum Ladungsmuster des WASI-Modus tun sich Überschneidungen auf (vgl. Kap. 6.4.2, Abb. 6.30). Es entfallen beispielsweise auf die Herbst- und Wintersaisonabschnitte der westmediterranen Regionen, allen voran Iberien, negative Ladungen, die als Pendant zu den Negativkorrelationen mit SE-CL 6 betrachtet werden können. Die Auftrittszeitpunkte sind allerdings nicht völlig deckungsgleich, vor allem nicht für die Niederschlagsregionen Nord- und Zentralmauretanien. Auch für die Kopplung mit dem Nordniger-Niederschlag lässt sich das so formulieren. Die signifikanten Korrelationen mit SE-CL 6 weiten sich in den längeren Saisonabschnitten auf den Herbst aus, die Ladungen mit dem WASI-Modus etablieren sich hingegen verstärkt in den Frühsommer- bis Sommerabschnitten. Auch ist der Nordniger die einzige der Südsommerniederschlagsregionen mit einer signifikanten SE-CL 6-Positivkopplung, vom WASI-Modus hingegen sind auch die anderen Südsommerniederschlagsregionen (Nordmali, Nordtschad, Nordsudan) in vergleichbarer Höhe betroffen. Insgesamt werden die beobachteten Abweichungen sowohl des betrachteten Januar-März-Ausschnitts der SE-CL 6 Sequenz und des WASI-Modus als auch die zwischen ihren zeitlichen Ergebnisteilen zu hoch eingeschätzt, als dass hier von vergleichbaren Fernkopplungsmodi ausgegangen werden kann.

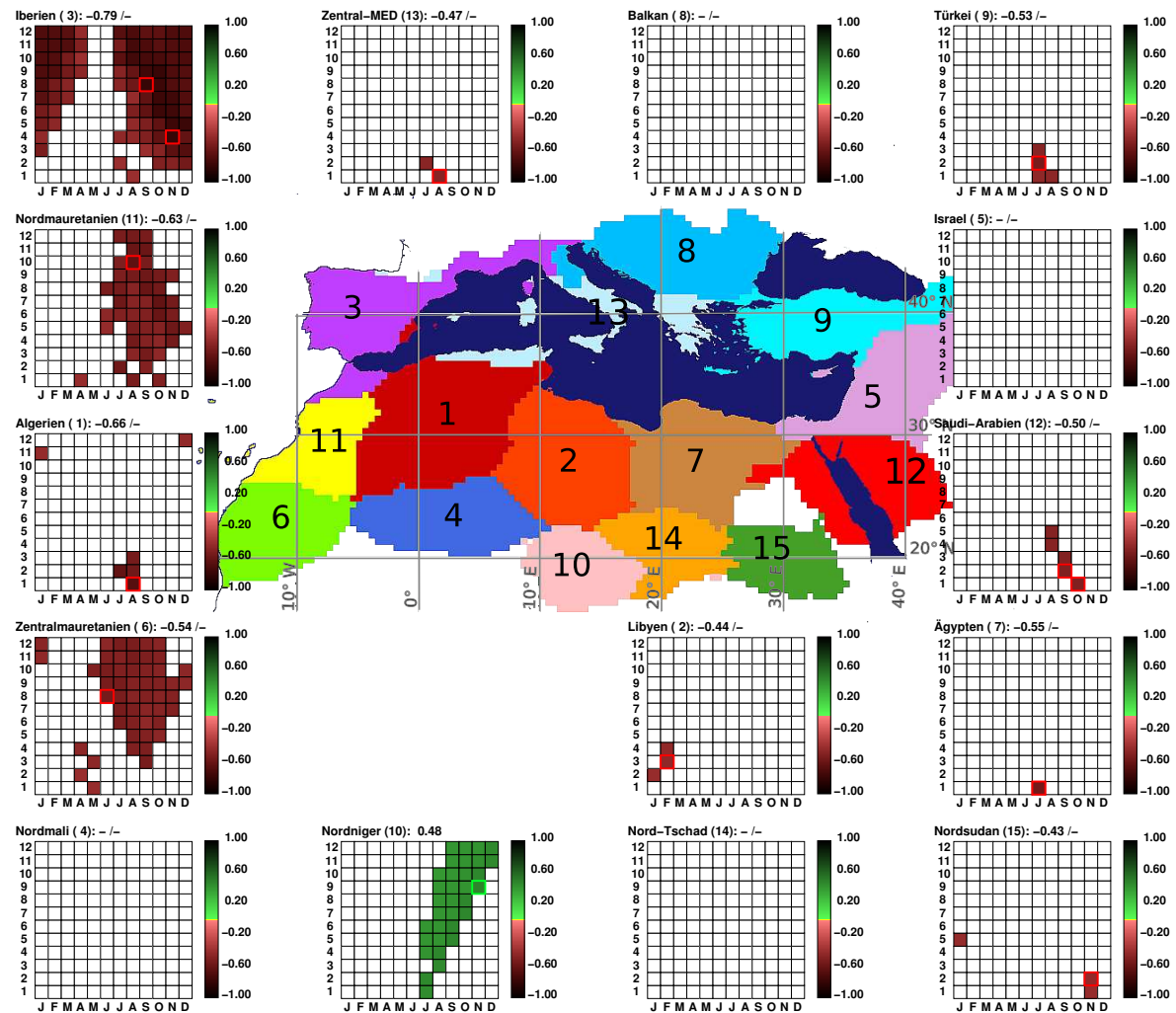


Abb. 7.42: Saisonabschnittsdiagramme der 15 Niederschlagsregionen mit den saisonal maximalen bzw. minimalen Korrelationskoeffizienten zwischen den regionalen Niederschlagsindizes und SE-Cluster 6; nur signifikante Korrelationen ($\alpha = 0.05$) sind abgebildet; die Monate auf der x-Achse entspricht den Zentralmonaten der Saisonabschnitte, auf der y-Achse ist die Länge der Saisonabschnitte eingetragen; die signifikanten Korrelationskoeffizienten mit mehrmonatigen Saisonabschnitten sind zentriert eingetragen, z.B. für Februar-März auf der x-Achse an der Stelle des Februars (F) und z.B. für Februar-April auf der x-Achse an der Stelle von März (M); positive (negative) Korrelationskoeffizienten sind in grün (rot) dargestellt; maximal positive (negative) Koeffizienten sind durch ein grünes (rotes) Quadrat hervorgehoben und erscheinen gleichzeitig als Zahlenwerte in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme.

7.4.3 Verbindungen mit außertropischen und tropischen Telekonnections-Indizes

Bei der Beschreibung der einzelnen Sequenz-Fernkopplungsmuster wurde bereits darauf hingewiesen, dass in zwei der sequentiellen Fernkopplungsmuster Eigenschaften hervortreten, denen bereits an anderer Stelle der Arbeit begegnet wurde. Eine davon war die tropische Troposphärenkopplung zu Sequenzbeginn, die ein charakteristisches Merkmal für die tropische Variabilität der *El Niño-Southern Oscillation* ist. Wenngleich SE-CL 6 auch nicht zu den SE-Clustern gezählt werden kann, die am stärksten mit der ENSO-Variabilität zusammenhängen, so ist der maximale Korrelationsbetrag mit der Januar-Zeitreihe des NINO3.4-Index von $r = 0.63$ immer noch höher als die beiden Korrelationskoeffizienten, die mit dem WAGI und WASI erzielt werden - das geht aus Tabelle 7.9 hervor. Demnach kann die positive Troposphärenkopplung zu Sequenzbeginn tatsächlich mit der Variabilität der ENSO interpretiert werden.

Daneben sind in Tabelle 7.9 die betragsmäßig maximalen Korrelationen, die sich mit den atlantischen Indizes einstellen, gelistet. Die Winter-Kopplung mit dem NAO-Index ist zwar signifikant, aber nicht übermäßig hoch ($r = 0.57$). Auffällig ist vor allem der negative Korrelations-

Tab. 7.9: Statistisch signifikante ($\alpha = 0.05$) und maximale Korrelationskoeffizienten zwischen dem sechsten SE-Cluster und verschiedenen Telekonnectionsindizes (erste Spalte) in unterschiedlichen Saisonabschnittsmitteln (letzte Spalte).

	SE-CL 6	Saison
NAO	0.57	Nov.-Feb.
AO	0.66	Apr.-Feb.
EA	0.77	Jun.-Okt.
NINO3.4	0.63	Jan.
AIRI	0.56	Jun.-Aug.
WAGI	-0.63	Juni
WASI	0.57	Jul.-Sept.

koeffizient von $r = -0.77$, der sich mit dem Juni-Oktobermittel des *East Atlantic-Patterns* einstellt. Überprüft man die einzelnen SE-CL 6 -Fernkopplungsmuster nach Zentrenanordnungen, die auf die Realisierung des *East Atlantic-Patterns* hindeuten, dann kann sowohl das sommerliche Subtropenzentrum über dem Ostatlantik als auch die AO/NAO-ähnliche Zentrenkonfiguration im Herbst und Winter in die Nähe dieser Telekonnection gerückt werden (vgl. Abb. 7.41). Demzufolge spiegelt der sechste SE-Cluster sowohl die Variabilität des *East Atlantic-Patterns* als auch der *El Niño-Southern Oscillation* wider. Um diesen Link zu überprüfen, wurde begutachtet, ob noch weitere Sequenz-Cluster gleichzeitig mit dem EA- und dem NINO3.4-Index gekoppelt sind. Daraus ging hervor, dass der hier fokussierte sechste SE-Cluster die zweitstärkste

Kopplung mit dem *East Atlantic*-Pattern unter allen SE-Clustern erzielt. Die Maximalkopplung stellt sich zwischen dem bislang unerwähnten Sequenz-Cluster 20 und dem Frühwintermittel des EA-Index ein ($r = 0.85$, November-Januar). Auch SE-CL 20 zeigt gleichzeitig eine statistisch signifikante Verbindung zur NINO3.4-Variabilität (Septemberrmittel) in einer vergleichbaren Höhe wie SE-CL 6 ($r = 0.65$).

Demnach scheinen einerseits Sequenzen zu existieren, in denen im Winter nach/während El Niño-Ereignissen das *East-Atlantic*-Pattern in seiner negativen Phase ausgebildet ist, andererseits derartige, in denen während sich anbahnender El Niño-Events das *East Atlantic*-Pattern in seiner positiven Phase realisiert ist. Auf Abbildung 7.43 sind der erste (Januar-März) und der vorletzte (November-Januar) Sequenzausschnitt von SE-CL 20 dargestellt. An diesen bei-

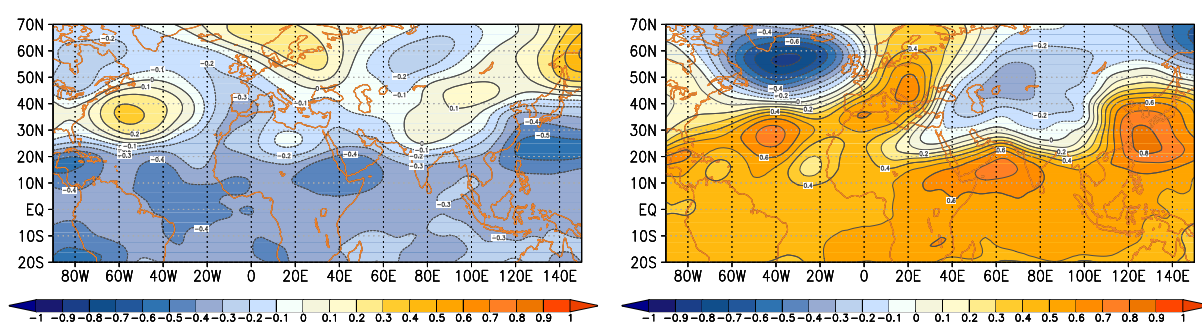


Abb. 7.43: Pseudo-Ladungsmuster der EA-WIN-Sequenz (SE-CL 20) für die dreimonatigen Saisonabschnitte Januar-März (li.) und Dezember-Februar (re.) im 500 hPa-Niveau. Gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Pseudo-Ladungsbeträge; die Isolinien zeigen die räumliche Ausdehnung gleicher Pseudo-Ladungsbeträge im Abstand von 0.1 an.

den Ausschnitten lässt sich im Vergleich mit den entsprechenden Fernkopplungsmustern der SE-CL 6-Abfolge eines schön erkennen: nicht nur sind die Vorzeichen der Kopplungszentren gegensätzlich, wie das zu erwarten war, da SE-CL 20 positiv und SE-CL 6 negativ mit dem EA-Index korreliert ist, sondern es sind in den SE-CL 20-Karten auch immer genau die Regionen korreliert, die in der SE-CL 6 Karte ausgespart sind. Vor allem bei den aneinander gereihten Kopplungszentren über dem subtropischen Atlantik wird das deutlich. Die SE-CL 6-Ausschnitte sind also nicht einfach als Negativ zu den SE-CL 20-Ausschnitten zu verstehen. Sie geben vielmehr auch die Lageabweichung in den Kopplungszentren zwischen der positiven und negativen Phase des diskutierten Fernkopplungsmusters wieder. Der vergleichende Zusammenhang zwischen beiden Sequenzen und dem mediterranen Niederschlag (nicht dargestellt für SE-CL 20) zeigt aber, dass für beide Sequenzen der Zusammenhang zur westmediterranen Niederschlagsvariabilität negativ ausfällt. Aus den winterlichen Fernkopplungskarten der Sequenzen lässt sich ablesen, dass die winterliche Lageveränderung der atlantischen Kopplungszentren in beiden Sequenzen zu verstärktem Hochdruckeinfluss im Westmittellmeerraum führt.

Demzufolge können die beiden winterlichen Sequenzausschnitte nicht einfach als Positiv- bzw. Negativphase des *East Atlantic-Patterns* interpretiert werden. Für den Herbst hingegen ist ein solcher Rückschluss möglich, denn dann stellt sich mit SE-CL 20 eine positive und mit SE-CL 6 eine negative Kopplung zum westmediterranen Niederschlag ein. Deshalb wird, entsprechend der Zeitpunkte der Maximalkopplung mit dem *East Atlantic-Pattern*, Sequenz-Cluster 6 im folgenden als EA-AUT-Sequenz (engl.: *autumn*) bezeichnet und SE-CL 20 als EA-WIN-Sequenz (engl.: *winter*)

Beide Sequenzen, die zeigten die bisherigen Betrachtungen, stehen auch mit der Variabilität der ENSO in Verbindung. Eine Projektion beider Sequenz-Zeitreihen auf die nordhemisphärischen und tropischen Meeresoberflächentemperaturen stellt das ENSO-relevante „zungenförmige“ Muster im zentralen tropischen Pazifik heraus, wie Abb. 7.44 zeigt. Im Zusammenhang mit der EA-AUT-Sequenz tritt sie im Januar auf (7.44a), in Verbindung mit dem EA-WIN-Cluster zeigt sie sich ab September (nicht dargestellt) und intensiviert sich zum Dezember hin (Abb. 7.44b). Aus beiden Karten wird ebenfalls die ENSO-gekoppelte Erwärmung des Indik und des Atlantiks ersichtlich. Das bestätigt die Hypothese, dass die Fernkopplungsmuster der EA-WIN-Sequenz eine *East Atlantic-Pattern*-ähnliche atlantische Zentrenkonfiguration im Winter während sich entwickelnder ENSO-Extremphasen verkörpert, während der EA-AUT-Cluster den sommer-/herbstlichen Zustand des *East Atlantic-Patterns* nach dem ENSO-Reifestadium festhält. Somit lässt sich die tropische Troposphärenkopplung, die in den Spätwinter/Frühjahrs-Fernkopplungsmustern des EA-AUT-Clusters realisiert ist, tatsächlich als Begleiterscheinung von ausklingenden ENSO-Events erklären. Es sei angemerkt, dass die Kopplungsintensitäten zwischen dem NINO3.4-Index und den beiden Cluster-Sequenzen nicht überbordend ausfallen. Deshalb sind diese Ergebnisse eher als tendenzieller Natur zu werten, wie in etwa als die Realisierungsmöglichkeiten von nordatlantischen Luftdruckfeldanomalien während unterschiedlicher ENSO-Zyklusphasen.

Die Brücke zurück zum WASI-Modus bzw. zur Variabilität des Westafrikaniederschlags lässt sich ebenfalls über die Betrachtung der Meeresoberflächentemperaturen schlagen: die Projektion der Sequenzzeitreihen auf die sommerlichen SSTs, dann, wenn signifikante Korrelationen mit den beiden Westafrika-Indizes auftreten, bringt ein Anomaliemuster im Nordatlantik hervor, das den Einfluss der ostatlantischen subtropischen Antizyklone im Sommer unterstreicht. Auf Abbildung 7.45, der Korrelationskarte zwischen Juni-SSTs und der EA-AUT-Sequenz, fallen vor allem die Negativkorrelationen im nordhemisphärischen Atlantik zwischen 20° N und 30° N auf, die bis an den nordwestafrikanischen Kontinentrand reichen. In der dargestellten Positivphase der Sequenz herrscht ab dem Mai-Julimittel eine Antizyklonalanomalie über dem nörd-

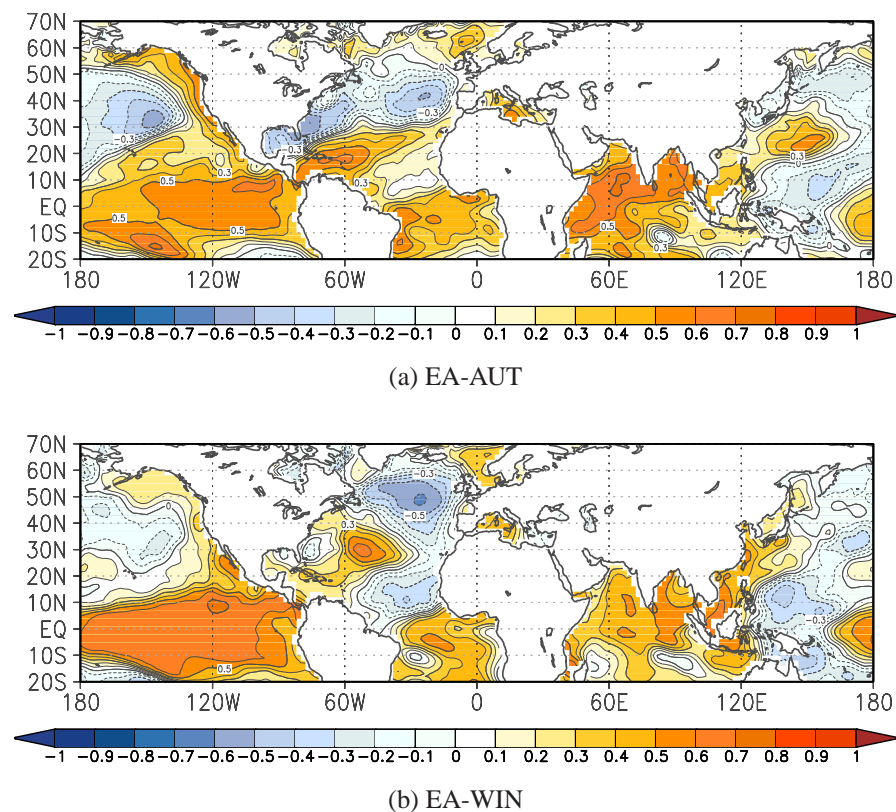


Abb. 7.44: Korrelationskarten zwischen der 500 hPa-EA-AUT-Sequenzzeitreihe und den nordhemisphärischen und tropischen Meeresoberflächentemperaturen im Januar (a) bzw. der 250 hPa-Zeitreihe der EA-WIN-Sequenz und den nordhemisphärischen und tropischen SSTs im Dezember (b). Der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen.

lichen Zentralatlantik vor, die sich aus einer nordwärtigen Auswölbung der positiv gekoppelten tropischen Troposphärenregion einen Sequenzabschnitt zuvor zu bilden scheint. Ab dem Hoch bis Spätsommer zieht sich diese Anomalie dann in den Ostatlantik zurück. Die negativ korrelierten atlantischen SSTs zeigen an, dass an der Ost- bzw. Südostflanke dieser Antizyklonalanomalie verstärkt nord-/nordostwärtige Strömungskomponenten vorherrschen, die Windstress auf die Meeresoberfläche ausüben und das Aufquellen kalter Tiefenwässer fördern. Das kann als Anzeichen für einen stärkeren Harmattan über Nordafrika gewertet werden. Gleichzeitig sind die Meerestemperaturen des Mittelmeeres vor allem im östlichen Mittelmeerraum anomal hoch. Beide Faktoren zusammen können sich auf einen gesteigerten Feuchtetransport in den Sahel förderlich auswirken, was die Sommer-Niederschlagsereignisse dort regenreicher ausfallen lassen kann. Dieser Mechanismus ist möglicherweise als Ursache für die positiven Korrelationen der EA-AUT-Sequenz und des Sahel-Index WASI im Hoch- bis Spätsommer ($r = 0.57$, Juni-September) zu betrachten.

Aus Tabelle 7.9 ging allerdings hervor, dass der Guineaküsten-Niederschlagsindex WAGI im

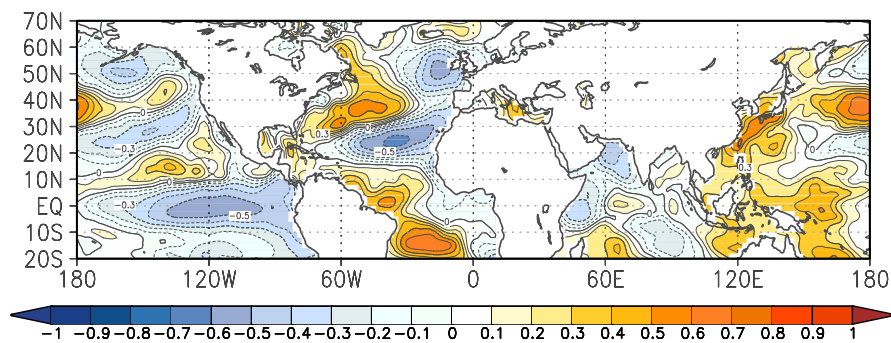


Abb. 7.45: Korrelationskarten zwischen der 500 hPa-EA-AUT-Sequenzzeitreihe und den nordhemisphärischen und tropischen Meeresoberflächentemperaturen im Juli. Der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1; gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Kopplungen.

Frühsommer gleichzeitig negativ mit der EA-AUT-Sequenz gekoppelt ist - Indiz dafür, dass der Westafrikamonsun schwächer ausfällt. Eine Ursache hierfür kann in der kalten ostatlantischen Meeresoberfläche liegen: die regionale Luftmassensubsidenz dürfte infolge dessen verstärkt ausfallen und somit auch das landeinwärtige Einströmen in das Sahara-Hitzetief. Ein resultierendes starkes Sahara-Hoch und eine damit verbundene südliche Lage des *African Easterly Jets* sind Faktoren für einen schwächer ausgeprägten Westafrikamonsun. Demzufolge müssen die feuchteren Sahelbedingungen als unabhängig von den Guineaküstenniederschlagsverhältnissen betrachtet werden, da gegensätzliche regionale Niederschlagsanomalien beobachtet werden.

7.4.4 Zusammenfassung

Obwohl die Niederschlags-Telekonnection des WASI-Modus nicht überzeugend einem Fernkopplungsmuster der EA-AUT-Sequenz zugeordnet werden kann, so lassen sich dennoch statistische Zusammenhänge zwischen der westafrikanischen Niederschlagsvariabilität und diesem Sequenz-Cluster, der ebenfalls den Mittelmeerniederschlag beeinflusst, herstellen. Dennoch liefert weder die Betrachtung der EA-AUT-Luftdruckanomalien noch die der einhergehenden Meeresoberflächentemperaturen Hinweise für Telekonnections-Signale, die aus der westafrikanischen Monsunregion in den Mittelmeerraum hineinwirken. Das ist prototypisch für die in dieser Arbeit ermittelten Sequenzen mit Zusammenhang zur Variabilität des Westafrikamonsuns. Zumeist sind es Anomalien in sub- und außertropischen Telekonnectionszentren, wie z.B. im Azorenhoch, die mit einem Signaltransport nach Westafrika eine Kopplung mit dem

westafrikanischen Niederschlag hervorrufen. Oder aber es existieren gleichzeitig starke Zusammenhänge zur Variabilität der *El Niño-Southern Oscillation*, die über dieselben oder über andere Signalwege Spuren eines übergreifenden, vergleichbaren Signals in beiden Regionen, dem Mittelmeerraum und Westafrika, hinterlässt. Eine Ziel dieser Arbeit war allerdings, Einflüsse aus der Westafrikamonsunregion in den Mittelmeerraum hinein zu identifizieren. Die Betrachtung von Sequenzen wie die des EA-AUT-Clusters zeigt, dass stärker mit einer umgekehrten Wirkungsrichtung gerechnet werden muss. Auch wenn im Zuge der weiterreichenden Analysen interessante Aspekte, wie beispielsweise ein saisonal verzögerter Zusammenhang zwischen ENSO und dem *East-Atlantic-Pattern*, herausgestellt werden können, so führt das dennoch nicht näher an das formulierte Ziel. Deshalb wurde die verbleibende Sequenz-PC (SE-PC 8), die eine Kovarianz mit den WAGI- oder WASI-Indexzeitreihen von über 30 % aufweist und die noch nicht im Rahmen des ENSO/ISM- bzw. des ISM-Komplex erläutert wurde, zunächst dahingehend überprüft, ob nicht stärkere Kopplungen mit einem der nordatlantischen oder nordeuropäisch/eurasischen Telekonnektions-Indizes vorherrschen. Die ermittelte Kovarianz mit dem NAO- bzw. dem EA-Index dominiert die Kopplungen mit dem WAS-Index. Gleichzeitig manifestieren sich in den Sequenz-Telekonnektionsmustern zwar deutliche außertropische Kopplungszentren, unabhängig davon aber keine über der westafrikanischen Monsunregion (vgl. Anhang, Abb B8). Insofern lässt sich erwarten, dass für die Kopplung mit dem Mittelmeerniederschlag die außertropischen Kopplungszentren die entscheidende Rolle spielen bzw. dass die signifikanten Korrelationen mit dem westafrikanischen Niederschlag aus den oben genannten Situationen resultieren. Da keine zusätzlichen Erkenntnisse bezüglich der Fragestellung dieser Arbeit erwartet werden, unterbleibt die Diskussion dieser Sequenz. Da keine Sequenzen verbleiben, für die diskussionswürdige Zusammenhänge mit der westafrikanischen Sommermonsunvariabilität ermittelt werden konnten, wird dieses Kapitel abgeschlossen und im nachfolgenden letzten inhaltlichen Hauptkapitel ein ergänzender Blick auf die Veräußerung von charakteristischen außertropischen Telekonnektionen in den sequentiellen Resultaten geworfen.

7.5 Sequenzen im Zusammenhang mit außertropischen Telekonnectionen

Von den verbleibenden Niederschlags-Telekonnectionen aus dem ersten Teil der Arbeit lassen sich noch zwei, der EA/WR-NATL- sowie der AO/NAO-Modus, eindeutig jeweils in Sequenz-PCs- bzw. SE-Clustersequenzen einordnen. In der folgenden Auflistung sind die Niederschlags-Telekonnection ihren beigeordneten Sequenz-PCs bzw. SE-Clustern gegenübergestellt:

- EA-WR/NATL-Modus \Leftrightarrow SE-PC 4 / SE-CL 16
- AO/NAO-Modus \Leftrightarrow SE-PC 14 / SE-CL 13

Jeweils ein SE-Cluster bzw. eine Sequenz-PC mit Fernkopplungsmustern, die den beiden außertropischen Niederschlagstelekonnectionen ähnlich sind, lassen sich identifizieren. Einerseits, wie z.B. im Falle der AO- bzw. NAO- Telekonnection, handelt es sich bei diesen Mustern um für den Mittelmeerniederschlag bedeutungsvolle Variabilitätsmodi. Andererseits ließen sich im Zuge dieser Arbeit auch für die außertropischen Telekonnectionen wie den Nordatlantischen Tripol oder das *East Atlantic/West Russia-Pattern* Links zur tropischen Zirkulationsvariabilität aufdecken. Deshalb soll auch die Diskussion dieser Niederschlagstelekonnectionen abrißartig um wesentliche Aspekte, die aus der sequentiellen Betrachtung gewonnen wurden, ergänzt sein.

7.5.1 EA-WR/NATL-Modus in sequentieller Betrachtung

Die Zeitreihen der beiden Sequenz-Modi, in die sich der EA-WR/NATL-Modus einordnen lässt, weisen einen gemeinsamen Schwankungsanteil von über 60% ($r = -0.79$) auf und repräsentieren demzufolge einen vergleichbaren interannuellen Sequenz-Variabilitätsmodus. SE-Cluster 16 ist mit den Indexzeitreihen des EA/WR-Patterns ($r = 0.70$, September-Dezember) und der Arktischen Oszillation ($r = 0.85$, Februar-April) hochkorreliert. Kein anderer SE-Cluster weist eine höhere Kovarianz mit der AO-Indexzeitreihe auf. Ähnlich verhält sich das für SE-PC 4, die ebenfalls unter allen SE-PCs die maximale Korrelation mit dem AO-Index erzielt ($r = -0.82$, Februar-April). Darüber hinaus ist SE-PC 4 zwar mit dem Index des Nordatlantischen Tripols hochkorreliert ($r = 0.74$, März), mit dem des *East Atlantic/West Russia-Patterns* allerdings nur sehr moderat ($r = 0.40$, März).

Beide Sequenzen lassen sich als Repräsentanten der AO-Variabilität im Frühjahr betrachten, da keine Sequenz eine stärkere Kopplung zur atlantischen Luftdruckvariabilität zeigt. Da sich der SE-Cluster und die SE-PC in ihrer zeitlichen Variabilitätsinformation sehr ähnlich sind, wird, um redundante Berichterstattung zu vermeiden, ausschließlich einer der beiden Modi ausführlicher diskutiert. Weil im Zuge dieser Arbeit die Sequenz-PCs stärker im Fokus standen, richtet

sich auch an dieser Stelle das Hauptaugenmerk auf SE-PC 4, die nachfolgend als AO-SPRING-Sequenz bezeichnet wird.

Die AO-SPRING-Fernkopplungsmuster-Sequenz

Die Sequenzabfolge der Fernkopplungsmuster gibt eine erste Vorstellung von den Parallelen zwischen der Niederschlagstelekonnektion, den Sequenz-Modi und den genannten nordatlantischen Telekonnektionen. Die einhergehende Fernkopplungsmuster-Sequenz ist auf Abbildung 7.46 im 500 hPa-Niveau dargestellt. Ausschließlich in den ersten drei und im letzten Sequenz-Ausschnitt treten hohe Ladungsbeträge auf. Demzufolge ist das interannuelle Signal der AO-SPRING-Sequenz unter saisonalen Gesichtspunkten nicht so persistent, dass es über das Gesamtjahr charakteristische Fernkopplungsmuster ausbildet. In den ersten drei Saisonabschnitten manifestiert sich in der Zentrenkonfiguration über dem Nordatlantik die typische räumliche Variabilität der Arktischen Oszillation mit zwei dominanten gegensätzlich korrelierten Telekonnektionszentren über dem westlichen Nordatlantik. Das nördliche der beiden Zentren mit Kernregion über Neufundland besitzt ein positives Vorzeichen, das südliche hingegen konstituiert sich aus negativen Korrelationskoeffizienten. Demnach bildet die AO-Spring-Sequenz die negative Phase der Arktischen Oszillation ab.

Im südlichen Negativzentrum kommt gleichzeitig die Realisierung des Nordatlantischen Tripols zum Ausdruck, da dieses Zentrum weniger wie das bandförmige, elongierte AO-Südzentrum erscheint, sondern sich vielmehr in Form zweier negativer, miteinander verbundener Kernregionen vor der nordostamerikanischen Küste und über Osteuropa manifestiert. Im Südwesten dieses negativen Atlantikzentrums, in etwa zwischen Nordwestafrika und Nordindien, schließt ein drittes Band an, das im Januar-Märzmittel ebenfalls zwei maximal (positiv) korrelierte Kerngebiete ausbildet, die sich über der Westsahara und zwischen Rotem Meer und Tibet befinden. Zusammen mit den zwei nördlich gelegeneren atlantischen Kopplungszentren entsteht eine Zentrenkonfiguration, die wiederum dem Nordatlantischen Tripol nahekommt, mit dem die AO-SPRING-Sequenz ebenfalls hoch korreliert.

Das Telekonnektionsmuster des Februar-Aprilmittels kommt dem Kopplungsmuster der Arktischen Oszillation am nächsten. Ab dem März-Maimittel beginnen sich sämtliche Kopplungszentren abzuschwächen. Die nordatlantische dipolartige Fernkopplung zieht sich über den Westatlantik zurück, das ostmediterrane Zentrum löst sich langsam auf. Im April-Mai-Sequenzausschnitt sind nur noch unscharfe Korrelationsregionen mit weitestgehend insignifikanten Pseudoladungsbeträgen über die Karte verteilt und das Kopplungsmuster der Arktischen Oszillation ist nicht mehr auszumachen. Erst am Sequenzende, im Dezember-Februarmittel, treten wieder

7 Luftdrucktelekonnections-Sequenzen im Zusammenhang mit der tropischen Zirkulation

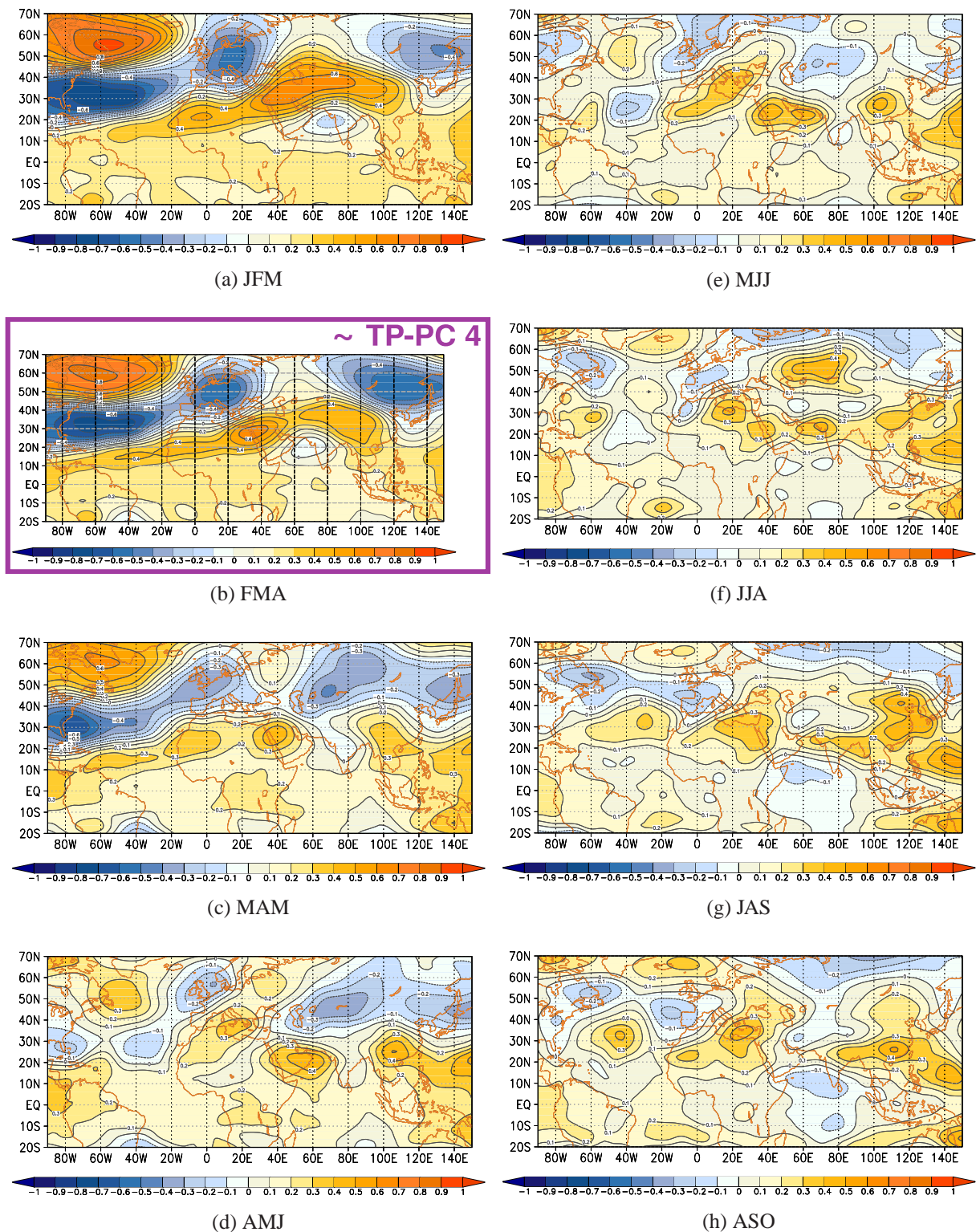


Abb. 7.46: Pseudoladungsmuster der AO-SPRING-Sequenz im 500 hPa-Niveau für die dreimonatigen, überlappenden Saisonabschnitte zwischen Januar-März (JFM) und Dezember-Februar (DJF). Der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1. Gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Korrelationskoeffizienten; die violette Umrahmung hebt die Fernkopplungsmuster der Sequenzausschnitte hervor, die einer der Niederschlagstelekonnectionsmuster-Hauptkomponenten (violette Ziffer) für ähnlich befunden werden.

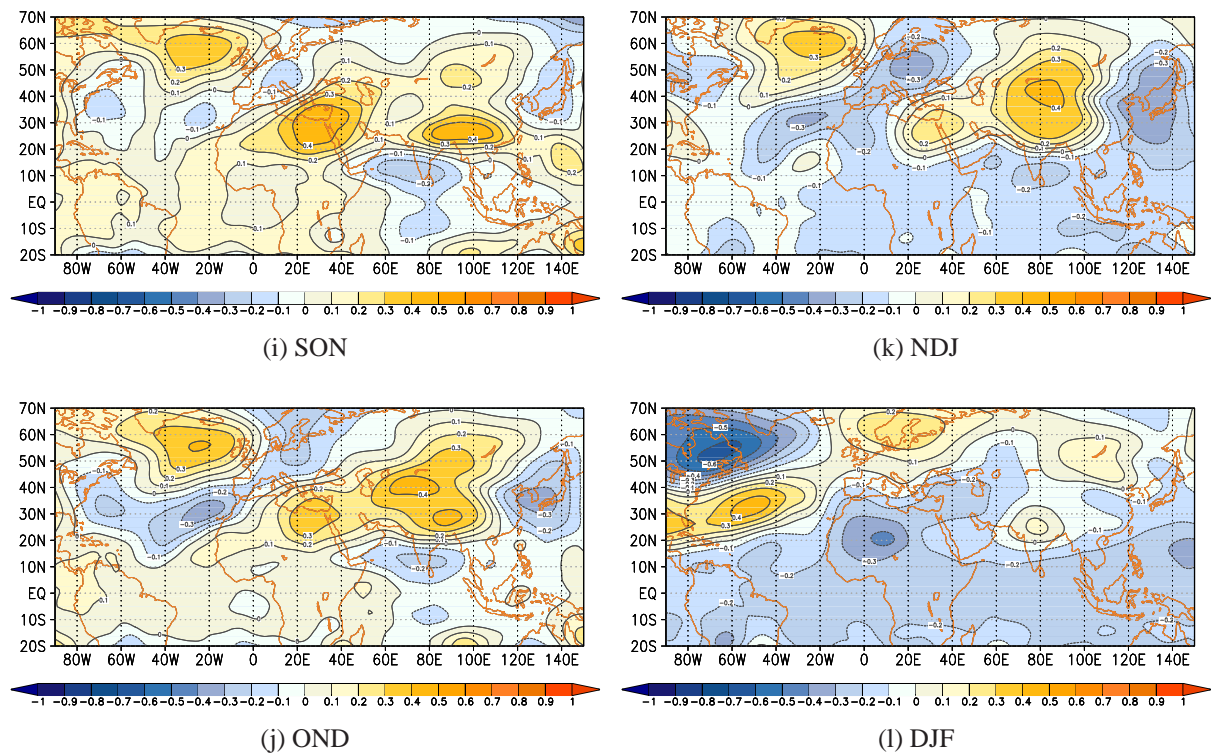


Abb. 7.46: Fortsetzung

Telekonnektionszentren mit Korrelationskoeffizienten über $|r| = 0.60$ auf. Über Neufundland erscheint dann ein Negativzentrum, das mit einem schwächeren und kleinräumigeren Positivzentrum über dem zentralen Nordatlantik antikorreliert. Mit der tropischen Troposphäre scheint sich großräumig eine Negativkopplung anzubahnen, die im Dezember-Januarmittel allerdings bis auf ein kleines Negativzentrum über der Westsahara statistisch insignifikant ist. Dieses Fernkopplungsmuster erinnert, auch wegen der Verbindung zur tropischen Troposphäre, wieder verstärkt an den Nordatlantischen Tripol.

Der EA-WR/NATL-Modus wird mit einer maximalen Musterübereinstimmung von $r = 0.71^5$ dem Februar-April-Ausschnitt der AO-Spring-Sequenz zugeordnet. Dieser Sequenzausschnitt ist der EA-WR/NATL-Niederschlags-Telekonnektion in weiten Teilen relativ ähnlich, wie z.B. in den dominanten gegenläufigen Fernkopplungszentren über dem Atlantik mit westatlantischen Kernregionen. Auch in der Niederschlags-Telekonnektionskarte, dargestellt in Kapitel 6.5.1 (Abb. 6.37), tritt das südliche der atlantischen Kopplungszentren in Form mehrerer Kern-

⁵Das ist der maximale Korrelationskoeffizient zwischen den repräsentativen EA-WR/NATL-Korrelationskarten (Balkan, November-April-Saisonabschnitt) und den Pseudoladungen des Februar-Aprilausschnitts der AO-SPRING-Sequenz über alle Luftdruckniveaus hinweg.

gebiete auf: dort sind es allerdings drei Kernregionen, wovon die stärkste über Mitteleuropa liegt.

Eine große Differenz findet sich im positiven Fernkopplungszentrum über dem Kaspischen Meer, das im EA-WR/NATL-Modus den Bezug zum *East Atlantic/West Russia Pattern* herstellt. Dieses Zentrum ist im Sequenz-Ausschnitt so nicht vorhanden. Lediglich im Positivzentrum über dem Ostmittelmeerraum (Januar-März) findet sich ein weitaus kleinräumigeres Pendant, das aber in Lage und Intensität nicht mit dem charakteristischen Kaspischen Meer-Zentrum des *East Atlantic/West Russia Patterns* vergleichbar ist.

Bezüge zum mediterranen Niederschlag

Die Zusammenhänge zwischen der AO-Spring-Sequenz und dem mediterranen Niederschlag werden an dieser Stelle ausschließlich in Form der Niederschlagsverteilungs-Kompositen visualisiert, denn die statistische Verbindung zwischen dieser Mustersequenz und den mediterranen Niederschlagsregionen fällt gering aus. Zwar ist die Variabilität der AO-SPRING-Sequenz und des Balkanniederschlags in den ein- bis dreimonatigen Saisonabschnitten mit Zentralmonat Februar positiv korreliert ($r = 0.62$). Daneben zeigt aber nur noch der Iberienniederschlag in ähnlichen Saisonabschnitten schwach positive Übereinstimmungen ($r = 0.44$). Der Bezug zum Türkei-Niederschlag im Januar, der im Rahmen des EA-WR/NATL-Modus auf den Part des nordatlantischen Tripols zurückgeführt wurde, eröffnet sich nicht mit dieser Sequenz.

Abbildung 7.47 verdeutlicht die skizzierten Zusammenhänge durch die Niederschlagsverteilungskompositen in positiven und negativen Anomaliejahren der AO-SPRING-Sequenz im Februar.

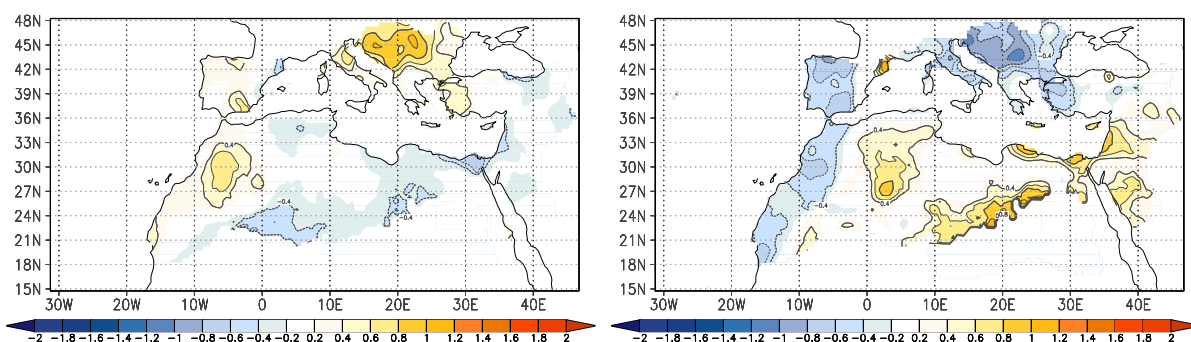


Abb. 7.47: Mittlere standardisierte Niederschlagsanomalien der positiven (re.) und negativen (li.) Anomaliejahre der AO-SPRING-Sequenz im Februar. Blaue Farben markieren Positiv-, gelbe und rote Farben Negativanomalien.

Auf dem Gebiet der Niederschlagsregion Balkan manifestieren sich in beiden Kompositen die

betragsmäßig höchsten Anomalien. Geringfügige Anomaliebeträge treten auf der iberischen Halbinsel und dem nordafrikanischen Kontinent hervor (Algerien, Libyen). Auf Grund der geringfügigen Bedeutung der AO-SPRING-Sequenz für die mediterrane Niederschlagsvariabilität wird die Betrachtung dieses Sequenz-Clusters hier eingestellt und das Augenmerk auf weitere Sequenzen mit Affinität zur nordatlantischen Luftdruckvariabilität gerichtet.

7.5.2 AO/NAO-Modus in sequenzieller Betrachtung

Eine weitere Niederschlags-Telekonnektion, die sich problemlos in eine Sequenz-PC einordnen lässt, ist der AO/NAO-Modus. Er wird mit einer maximalen Musterübereinstimmung ($r = 0.86$)⁶ dem Wintersequenzausschnitt (DJF) von Sequenz-PC 14 zugeordnet. Da diese Sequenz-PC sowohl mit der Variabilität des *East Atlantic*-Patterns im Sommer/Herbst ($r = -0.77$, August-November) als auch mit der des Nordatlantischen Tripols im Frühherbst ($r = 0.79$, September) unter allen SE-PCs am höchsten korreliert ist, wird SE-PC 14 im folgenden als NATL/EA-AUT-Sequenz bezeichnet.

Die einhergehende Fernkopplungsmuster-Abfolge findet sich auf Abbildung 7.48 für das 500 hPa-Niveau. Im ersten Drittel der Fernkopplungsmuster-Abfolge (JFM-AMJ) tritt keine charakteristische Fernkopplung des Untersuchungsgebiets auf. Zwar zeigt die tropische Troposphäre großräumig eine Negativkopplung, diese verbleibt aber in weiten Teilen im statistisch nicht signifikanten Bereich. Lediglich in den ersten beiden Sequenzausschnitten sind Schwerpunktregionen mit signifikanten Koeffizienten eingelagert ($r \leq -0.40$), von denen sich eine über dem südlich-zentralen Mittelmeerraum befindet. Über Südgrönland ist ein signifikantes Negativzentrum verzeichnet, dessen konstituierende Korrelationskoeffizienten eine Höhe von $r = -0.40$ erreichen. Ab dem Mai-Juli-Sequenzausschnitt beginnt die Ausbildung eines dominanten Kopplungsmusters über dem Nordatlantik (vgl. 7.48). Im Juni-Augustmittel lässt sich die nordatlantische Zentrenkonfiguration dann als „Sommer-NAO“ identifizieren mit zwei positiven Kopplungszentren über Neufundland und westlich der Britischen Inseln und einem negativen über dem subtropischen Atlantik südwestlich von Iberien. Vor allem die beiden nördlichen Positivzentren gehen im Juli-Septemberrmittel in eine mehr zonale Konfiguration über und verschmelzen miteinander. Einen Saisonabschnitt später, im August-Oktober, büßen beide atlantischen Telekonnektionszentren an Raum ein und beschränken sich in der Ausdehnung auf den Ostatlantik.

⁶Dieser Korrelationskoeffizient stellt sich zwischen dem Dezember-Februar-Muster der Sequenz-PC und der iberischen Korrelationskarte des Dezember-Januarmittel ein.

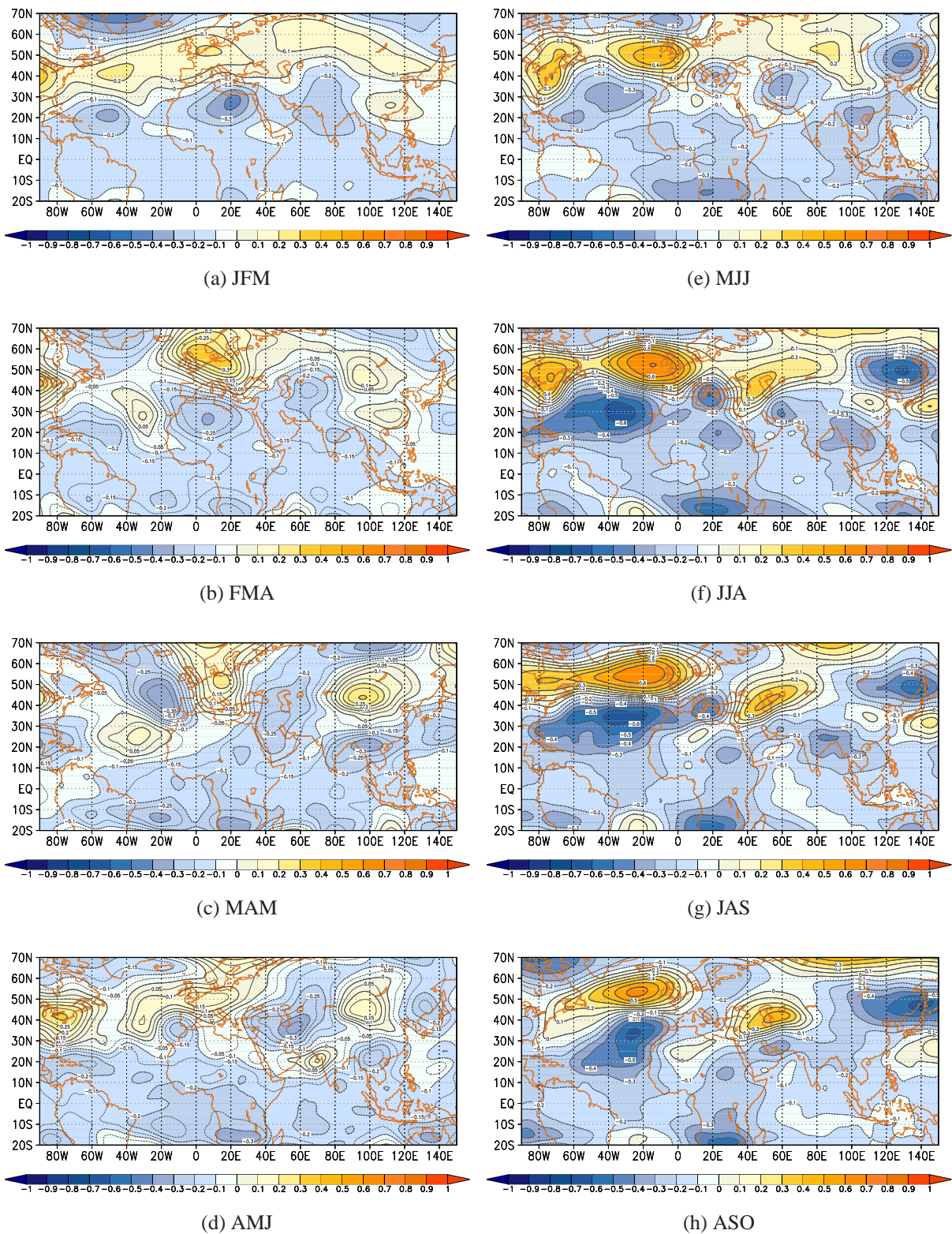


Abb. 7.48: Fernkopplungsmuster der Sequenz-PC 14 im 500 hPa-Niveau für die dreimonatigen, überlappenden Saisonabschnitte zwischen Januar-März (JFM) und Dezember-Februar (DJF). Der Abstand der Linien gleicher Korrelationskoeffizienten beträgt 0.1. Gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Korrelationskoeffizienten; die violette Umrahmung hebt den/die Sequenzausschnitt/e hervor, der/die einer der Niederschlagstelekonnektionsmuster-Hauptkomponenten (violette Ziffer) für ähnlich befunden wird/werden.

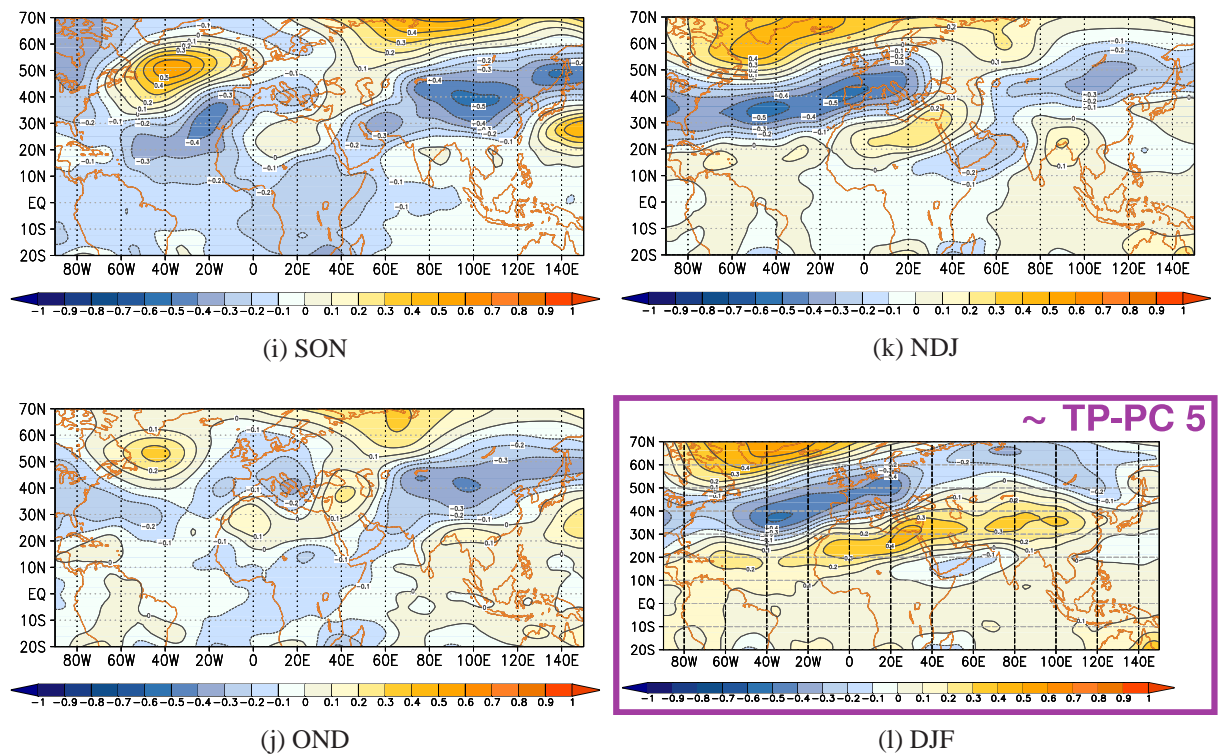


Abb. 7.48: Fortsetzung

In diesem und auch dem Folgeausschnitt erinnert die ostatlantische Zentrenkonfiguration an das Muster des *East Atlantic*-Patterns, was den hohen gemeinsamen Schwankungsanteil zwischen den Zeitreihen des EA-Index und der SE-PC 14 erklärt. Nach einem unscharfen Übergangsmuster im Oktober-Dezember tritt in den letzten beiden Sequenzausschnitten über dem Atlantik erneut eine NAO-ähnliche Zentrenanordnung hervor (vgl. 7.48). Auch dann ist, wie im Sommer, das nördliche der beiden Kopplungszentren über Südgrönland mit positivem Vorzeichen versehen, während südlich davon, über dem nördlichen Zentralatlantik ein negatives Korrelationsband mit drei Kerngebieten (Neufundland, Zentralatlantik, Iberien) auftritt. Auch im letzten Sequenzausschnitt (DJF), der durch Musterkorrelation der AO/NAO-Modus zugeordnet wird, bleibt diese Kopplung in etwas abgeschwächter Form aufrecht erhalten. Insgesamt manifestieren sich in den beiden NAO-Zentren im Winter geringere Korrelationskoeffizienten (ca. $|r| = 0.5$) als in ihren sommerlichen Pendants. Demnach scheint diese Sequenz-PC eher den Sommer-Zustand der Nordatlantischen Oszillation herauszustellen. Eine Affinität zum hochkorrelierten Index des Nordatlantischen Tripols tritt nicht auf dem ersten Blick zu Tage. Am ehesten ist er in den ersten beiden Saisonausschnitten über dem Nordatlantik angedeutet, die zentrenkonstituierenden Korrelationszentren liegen allerdings im statistisch nicht signifikanten

Bereich.

Die Niederschlagskopplung von SE-PC 14 wird am Beispiel des mediterranen Winterniederschlags dargelegt, um einen Vergleich zum AO/NAO-Modus herstellen zu können. Abbildung 7.49 präsentiert die Niederschlagskompositen des Dezember-Januarmittels in anomal positiven und negativen NATL/EA-AUT-Jahren sowie die Saisonabschnittsdiagramme der Niederschlagsregionen, die erwähnenswert mit dieser Sequenz gekoppelt sind.

Die räumliche Verteilung der Anomaliebeträge folgt sowohl in anomal positiven (Abb. 7.49, oben) als auch anomal negativen (Abb. 7.49, unten) Sequenz-Jahren einem Muster gegensätzlicher West-Ostanomalien, die so auch charakteristisch für die NAO-bedingte Winter-Niederschlagsverteilung im Mittelmeerraum ist. Die aufgeführten Saisonabschnittsdiagramme untermauern diese Aussage und weisen einen dominanten positiven Kopplungsschwerpunkt im westlichen (Iberien, Algerien, Nord- und Zentralmauretanien) und einen negativen in der östlichen Mediterranregion (Ägypten, Israel) aus. Der Winter-Niederschlag Iberiens ($r = 0.57$, Dezember-Januar) und Nordmauretaniens ($r = 0.66$, Juli-Juni) ist maximal positiv mit der NATL/EA-AUT-Sequenz gekoppelt. Für Algerien ($r = 0.58$, August) und Zentralmauretanien ($r = 0.66$, Juli-August) stellen sich die höchsten Korrelationskoeffizienten mit Sommersaisonabschnitten ein. Auch das Saisonabschnittsdiagramm des Zentral-MED zeigt einen positiven sommerlichen und winterlichen Kopplungsschwerpunkt. Eine Negativkopplung hingegen ereignet sich mit den Niederschlagsregionen im östlichen Mittelmeerraum: während Israel nur einen einzigen signifikanten Korrelationskoeffizienten verzeichnet ($r = -0.52$, Januar), sind in Ägypten sämtliche Saisonabschnitte mit winterlichen Zentralmonaten negativ korreliert ($r = -0.58$, November-Januar). Das Saisonabschnittsdiagramm Iberiens, welches die repräsentative Korrelationskarte für den AO/NAO-Modus stellt, überschneidet sich sehr stark mit dem iberischen Abschnittsdiagramm der signifikanten AO/NAO-Ladungen (vgl. Kap. 6.6.2, Abb. 6.49).

Darüberhinaus stimmen auch die Kompositen der räumlichen Verteilung der Niederschlagsanomalien in weiten Teilen mit denen des AO/NAO-Modus überein, wie der Vergleich zwischen Abbildung 7.49 und den AO/NAO-Kompositen in Kapitel 6.6.3 (Abb. 6.51) zeigt. Abweichungen treten in folgenden Punkten auf:

- die Positivanomalien auf der iberischen Halbinsel (positiver NATL/EA-AUT-Modus) sind von etwas geringerer Intensität als im positiven AO/NAO-Modus,
- die nordwestafrikanische Küstenregion ist im positiven AO/NAO-Modus nicht von starken Positivanomalien betroffen, so wie das im positiven NATL/EA-AUT-Modus der Fall ist,

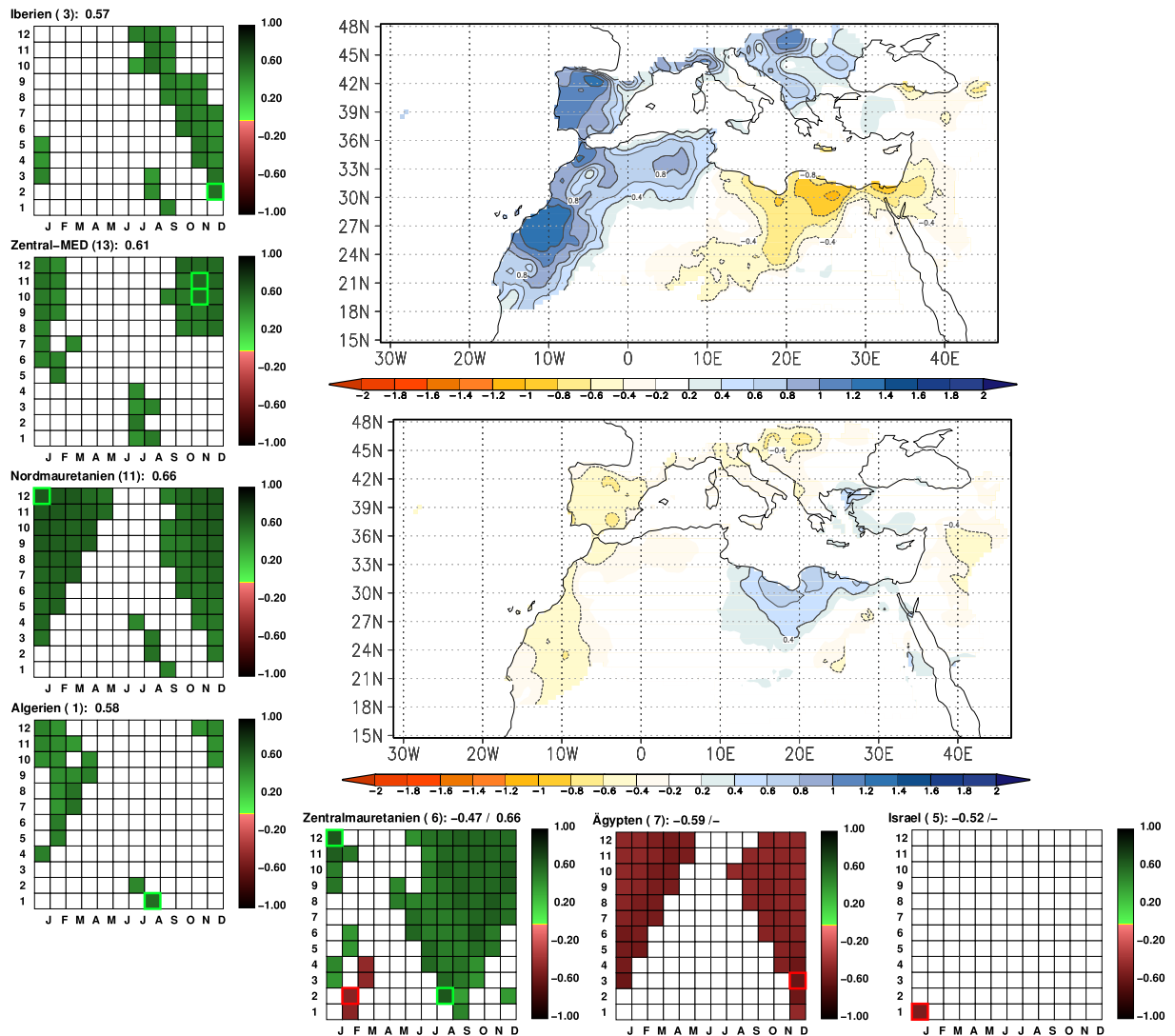


Abb. 7.49: Mittlere standardisierte Niederschlagsanomalien (Dezember-Januarmittel) zu den positiven (oben) und negativen Anomaliejahren der NATL/EA-AUT-Sequenz (SE-PC 14). Blaue Farben markieren Positiv-, gelbe und rote Farben Negativanomalien; sowie die Saisonabschnittsdiagramme der Regionen, deren saisonaler Niederschlag erwähnenswert mit der NATL/EA-AUT-Sequenz gekoppelt ist; und Saisonabschnitte der Regionen, die einen erwähnenswerten Zusammenhang mit SE-PC 14 zeigen; nur signifikante Korrelationen ($\alpha = 0.05$) sind abgebildet; die Monate auf der x-Achse entsprechen den Zentralmonaten der Saisonabschnitte, auf der y-Achse ist die Länge der Saisonabschnitte eingetragen; die signifikanten Korrelationskoeffizienten mit mehrmonatigen Saisonabschnitten sind zentriert eingetragen, z.B. für Februar-März auf der x-Achse an der Stelle des Februars (F) und z.B. für Februar-April auf der x-Achse an der Stelle von März (M); positive (negative) Korrelationskoeffizienten sind in grün (rot) dargestellt; maximal positive (negative) Koeffizienten sind durch ein grünes (rotes) Quadrat hervorgehoben und erscheinen gleichzeitig als Zahlenwerte in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme.

- die Negativanomalien auf dem Gebiet der Niederschlagsregion Israel (positiver NATL-/EA-AUT-Modus) fallen schwächer aus als im positiven AO/NAO-Modus,
- und die Intensität der Anomalien in den anomal negativen Sequenzjahren bleibt weit hinter denen des negativen AO/NAO-Modus zurück bei großer Ähnlichkeit in der räumlichen Ausdehnung der Anomalieregionen.

Die Ergebnisse dieser Betrachtungen lassen den Rückschluss zu, dass der Winterausschnitt der NATL/EA-AUT-Sequenz als Pendant zum AO/NAO-Modus gewertet werden kann - wenngleich auch das Kopplungsmuster des Sequenzausschnitts nicht völlig mit der Niederschlags-Telekonnektion übereinstimmt und in der Sequenz deutlicher die Zentrenkonfiguration der Sommer-NAO bzw. des herbstlichen *East Atlantic*-Patterns zu Tage treten als die der Winter-NAO. Dennoch sind die Telekonnektionszentren auch im winterlichen Sequenz-Anteil von statistisch signifikanten Pseudoladungen konstituiert und können somit den Einfluss der nordatlantischen Zirkulationsvariabilität auf den mediterranen Winterniederschlag widerspiegeln. Darüberhinaus ist der NATL/EA-AUT-Modus mit dem NAO-Index im Winter signifikant mit $r = -0.60$ korreliert und damit die einzige Sequenz-PC, die eine Kopplung mit dem NAO-Index im Winter aufweist. Das bedeutet gleichzeitig, dass mit der vorliegenden Analysekonfiguration und dem gewählten Untersuchungsausschnitt die Winter-NAO nicht deutlicher als im Rahmen der NATL/EA-AUT-Sequenz herauspräpariert wird.

Das warf die Frage auf, wie sich die Nordatlantische Oszillation, für die in der Fachliteratur zumeist die herausragende Bedeutung für die mediterrane Winterniederschlagsvariabilität betont wird, in diesen sequentiellen Betrachtungen manifestiert. Infolgedessen wurden zunächst alle Sequenz-PCs, die eine zeitliche Kovarianz mit dem NAO-Index von mehr als 30% ($r \geq 0.60$) verzeichnen, ermittelt. Die jeweils zwölf Luftdruckzeitreihen einer SE-PC wurden mit den 144 Saisonabschnittszeitreihen des NAO-Index korreliert, anschließend wurde für jeden Saisonabschnitt der betragsmäßig maximale Koeffizient bestimmt.

Die Zeitreihen von insgesamt sieben Sequenz-PCs decken unterschiedliche saisonale Ausschnitte der NAO-Variabilität ab - überblicksartig in Abbildung 7.50 dargestellt. Am Besten wird die Variabilität des Frühsommers durch SE-PC 13 ($r = -0.85$) und die des Frühwinters durch SE-PC 9 ($r = -0.80$) beschrieben. Keine SE-PC deckt die Wintersaison zeitlich komplett ab. Die Frühjahrs- bis Herbstvariabilität des NAO-Index ist durch die Sequenz-PCs weitaus besser repräsentiert, und es werden höhere gemeinsame Schwankungsanteile verzeichnet als mit der NAOI-Winter-Variabilität.

Eine Zusammenschau der saisonalen Sequenz-Fernkopplungsmuster aus den Sequenz-PCs, die

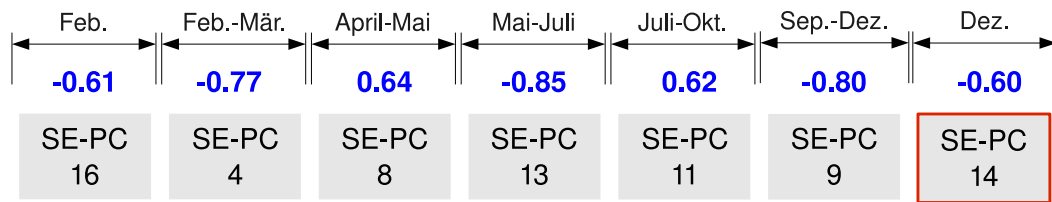


Abb. 7.50: Maximale bzw. minimale Korrelationskoeffizienten (blaue Ziffern) zwischen Saisonabschnittsmitteln (Ziffern über Pfeil) des NAO-Index und einzelnen SE-PC-Zeitreihen (Ziffern in grauen Boxen). Beachtet wurden ausschließlich Saisonabschnittsmittel zwischen ein- und sechmonatiger Abschnittslänge; nur die SE-PCs, die mit $|r| \geq 0.60$ mit dem NAO-Index korrelierten, wurden in diese Darstellung aufgenommen; die rot eingerahmte Box kennzeichnet die EA/NATL-AUT-Sequenz

jeweils am besten mit dem NAOI korreliert sind, findet sich in Abbildung 7.51. Jeder einzelne der insgesamt zwölf Sequenzausschnitte wurde mit dem Fernkopplungsmuster der Sequenz-PC besetzt, welche die maximale NAOI-Übereinstimmung für die entsprechende Saison erzielt. In Sequenzausschnitte, die auf Grund mangelnd hoher NAOI-Korrelationen unbesetzt blieben, wurden die Ausschnitte saisonal benachbarter und besetzter Sequenzen eingesetzt. Für das Januar-Märzmittel wurde beispielsweise derjenige von SE-PC 16 herangezogen, die bereits das Februar-Aprilmittel besetzt. Die genaue Aufstellung lässt sich aus der Bildunterschrift der jeweiligen Teilabbildung ablesen.

Weiterhin sind die Zusammenhänge der jeweiligen Sequenz-PCs mit der mediterranen Niederschlagsvariabilität aufgeführt, zumeist am Beispiel der Niederschlagsregion Iberien, die in der Fachliteratur als am stärksten betroffen von den Zirkulationsanomalien der Nordatlantischen Oszillation beschrieben wird. Demnach findet sich auf der rechten Seite von Abbildung 7.51 jeweils ein regionales Saisonabschnittsdiagramm, in das die regionalen Korrelationen mit der jeweiligen SE-PC eingetragen sind, zumeist die der Niederschlagsregion Iberien; dem gegenübergestellt ist zu Vergleichszwecken das Saisonabschnittsdiagramm mit den regionalen NAO-Indexkorrelationen. Ein roter Pfeil verbindet zumeist den Sequenzausschnitt und die Saisonabschnittsdiagramme. Ist dieser Pfeil gelb, dann führen die Saisonabschnittsdiagramme nicht die Zusammenhänge zur Niederschlagsregion Iberien, sondern zu einer anderen der insgesamt 15 Niederschlagsregionen. Das trifft für die Fälle zu, in denen eine SE-PC mehrere Saisonabschnitte besetzt und somit mehr Raum zur Darstellung weiterer Niederschlagskopplungen eröffnet, oder aber für Fälle, in denen eine Kopplung mit dem iberischen Niederschlag jeweils nicht oder in nicht erwähnenswertem Ausmaß vorhanden ist und einer besser gekoppelten Niederschlags-

region der Vorzug eingeräumt wird. Quintessenz dieser Abbildung ist Folgendes: erstens treten in den Fernkopplungsmustern beinahe aller NAOI-gekoppelten Sequenzen Telekonnektionen über dem Nordatlantik auf, die der räumlichen Variabilität der Nordatlantischen Oszillation sehr nahe kommen. Eine Ausnahme stellt SE-PC 8 im März-Mai Saisonabschnitt dar, deren Fernkopplungsmuster keine derartige Zentrenkonfiguration aufweist. Alle anderen dreimonatigen Saisonabschnitte des Gesamtjahres sind von NAO-ähnlichen Fernkopplungsmustern verschiedener Sequenz-PCs besetzt. Am stärksten erinnert der Spätwinter-Ausschnitt (JFM) von SE-PC 16, die Herbstausschnitte von SE-PC 9 und die Frühsommer/Sommerschnitt von SE-PC 13 an die klassische NAO-Zentrenkonfiguration. Nicht alle dieser NAO-affinen Sequenz-PCs üben Einfluss auf die iberische Niederschlagsvariabilität aus. Von größter Bedeutung für den Iberienniederschlag sind die SE-PCs, welche die NAO-Variabilität des Winters und Frühjahrs vertreten. Neben SE-PC 14 ist das vor allem SE-PC 16 zu Sequenzbeginn. Sie ist mit dem Iberienniederschlag maximal positiv mit $r = 0.64$ im Februar-Julimittel korreliert. Die Positivkorrelation entspricht der Negativkopplung mit der NAO, da die Sequenz den NAO-Negativmodus mit umgekehrten Vorzeichen darstellt. Daneben treten allerdings mit dieser Sequenz auch etwas früher im Jahr negative Korrelationen auf, für die sich so keine Erklärung finden lässt. Sie manifestieren sich ausschließlich in den Saisonabschnitten, die den Jahreswechsel integrieren. Erwähnenswert sind die deckungsgleichen Saisonabschnittsdiagramme für SE-PC 13 im Frühsommer und Sommer: die Korrelationen mit dieser Sequenz fallen für die Niederschlagsregionen Zentral-MED ($r = -0.60$, Juni-Juli) und Algerien ($r = -0.53$, Juli-September) mit den regionalen NAO-Korrelationen zusammen. Demnach kann diese Sequenz als NAO-Sommerrepräsentantin betrachtet werden, was durch die hohe Korrelation zwischen dem Mai-Julimittel des NAO-Index und dieser Sequenz untermauert wird ($r = -0.85$, vgl. Abb. 7.50). Für Iberien spielt diese Fernkopplungs-Sequenz eine untergeordnete Rolle.

Die zweite gute Übereinstimmung zwischen den Saisonabschnittsdiagrammen erzielen SE-PC 11 und der Balkanniederschlag. Auch hier werden die zum Teil mit *time lags* versehenen NAO-Korrelationen häufig von SE-PC 11 erklärt. Interessanterweise entwickeln sich in den nicht dargestellten herbstlichen Sequenzausschnitten südlich des starken Positivzentrums über Nordeuropa moderate Negativzentren. Diese können im voranschreitenden Herbst Zyklongenese über dem Mittelmeerraum abbilden und erklären, weshalb die stärkste Niederschlagskopplung zwischen dem Balkanniederschlag und dieser Sequenz im Herbst eintritt ($r = -0.63$, September-Januar).

SE-PC 9, für die hier die Herbst-Sequenzausschnitte dargestellt sind, schlägt sich im Saisonabschnittsdiagramm nur einer einzigen Niederschlagsregion umfassend nieder, und zwar in dem der Türkei ($r = 0.58$, August-Dezember). Diese SE-Hauptkomponente ist im Herbst nicht nur mit dem NAO-Index sehr hoch korreliert ($r = -0.80$, September-Dezember), sondern durchaus

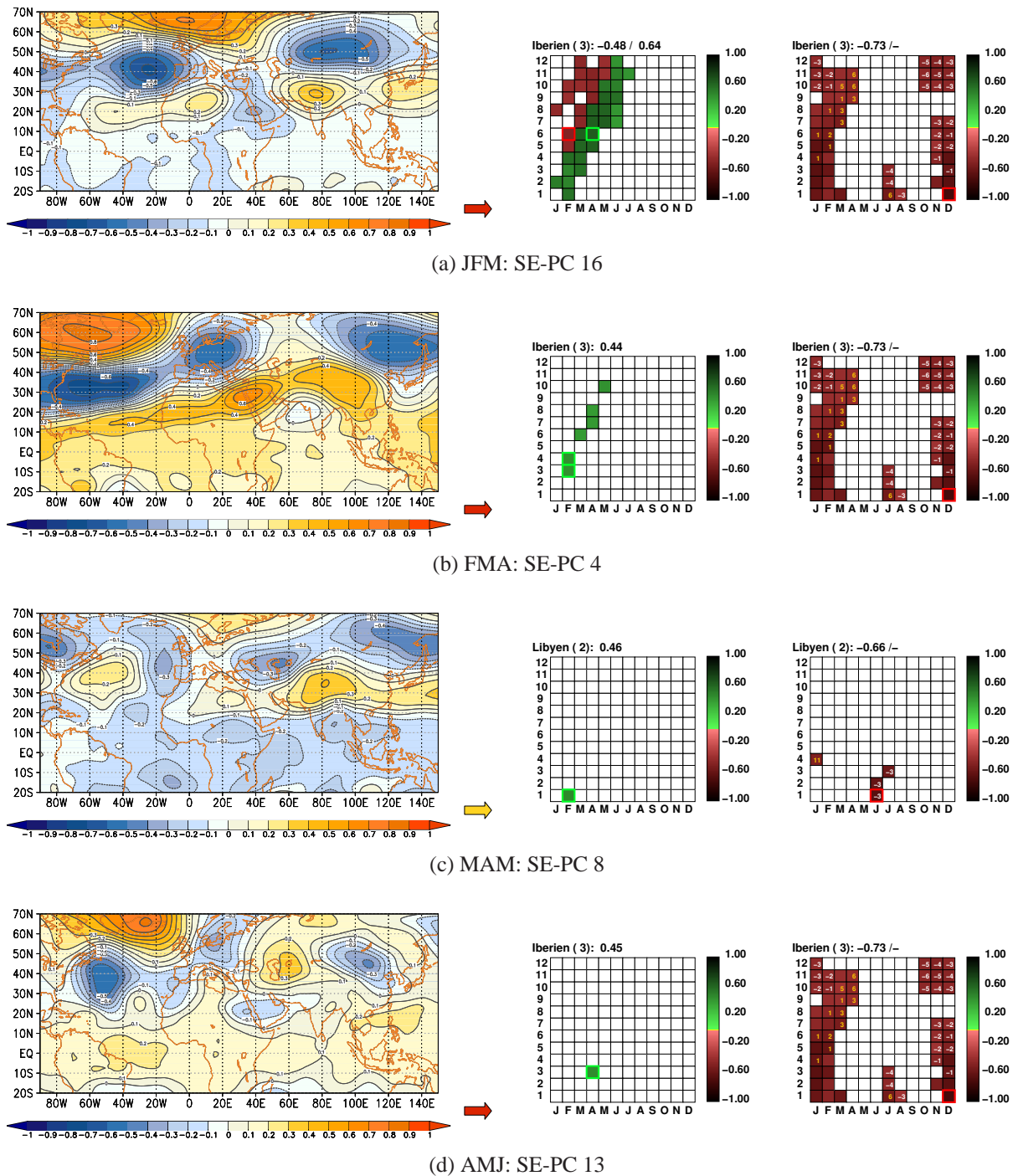
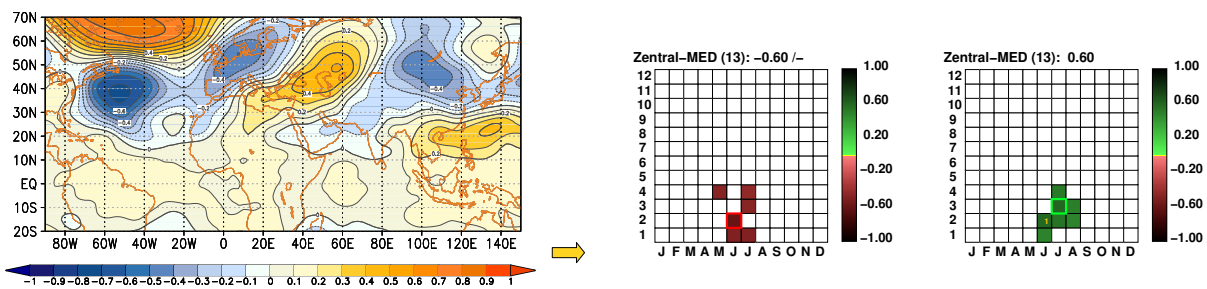
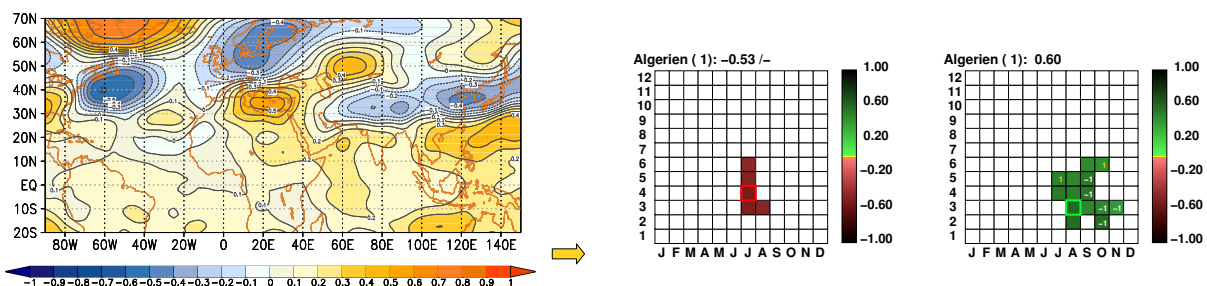


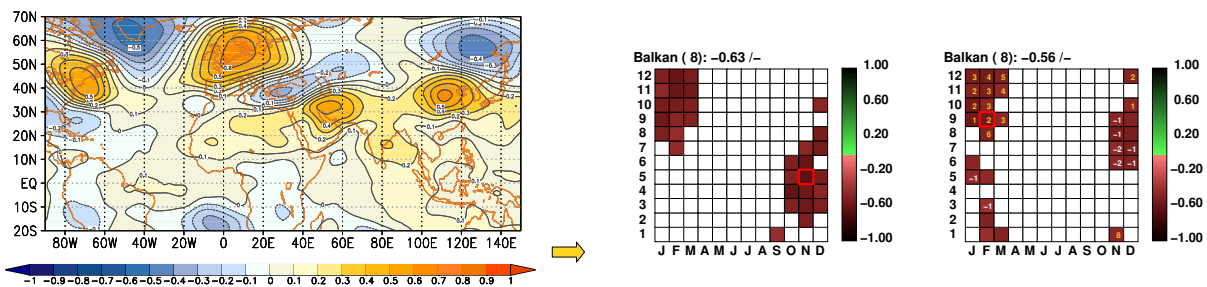
Abb. 7.51: Linke Abbildungshälfte: saisonale Sequenzausschnitte von sieben unterschiedlichen SE-PCs (siehe Bildunterschriften) im 500 hPa-Niveau zwischen JFM und DJF; rechte Abbildungshälfte: Saisonabschnittsdiagramme für die Niederschlagsregionen Iberien (a, b, d, i, k), Libyen (c), Zentral-MED (e), Algerien (f), Balkan (g), Saudi Arabien (h), Türkei (j) und Nordmauretanien (l) mit den saisonalen Korrelationskoeffizienten der jeweiligen SE-PC (linkes Diagramm) und denen des NAO-Index (rechtes Diagramm); roter (gelber) Pfeil: Zusammenhang zwischen saisonal aufgeführter SE-PC und dem Iberienniederschlag (abweichender Niederschlagsregion).



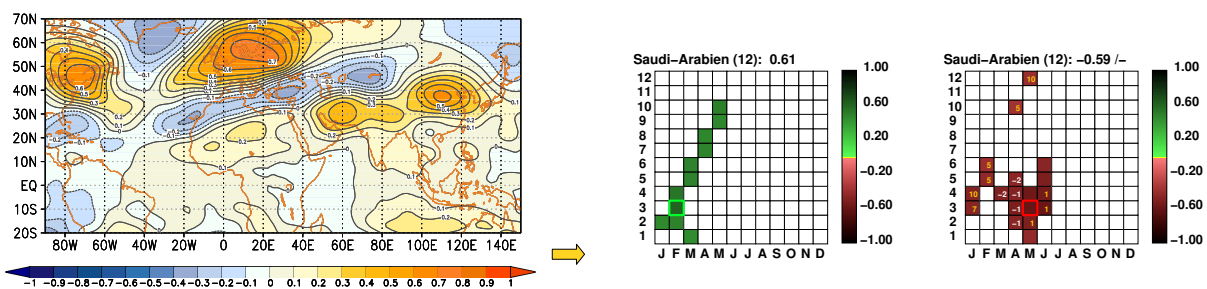
(e) MJJ: SE-PC 13



(f) JJA: SE-PC 13

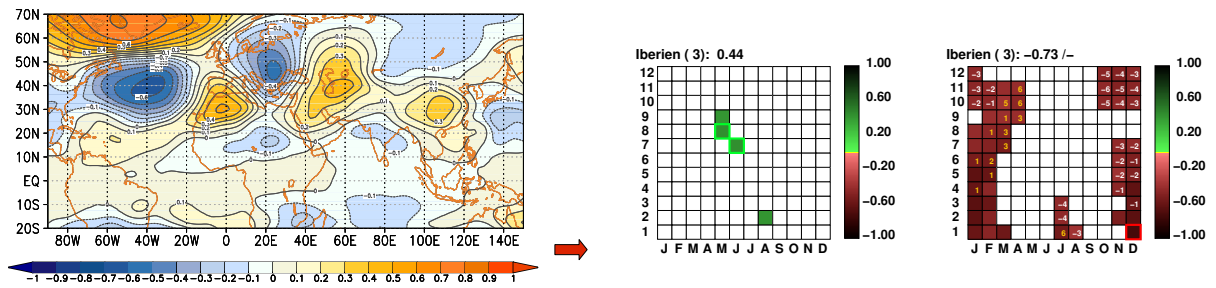


(g) JAS: SE-PC 11

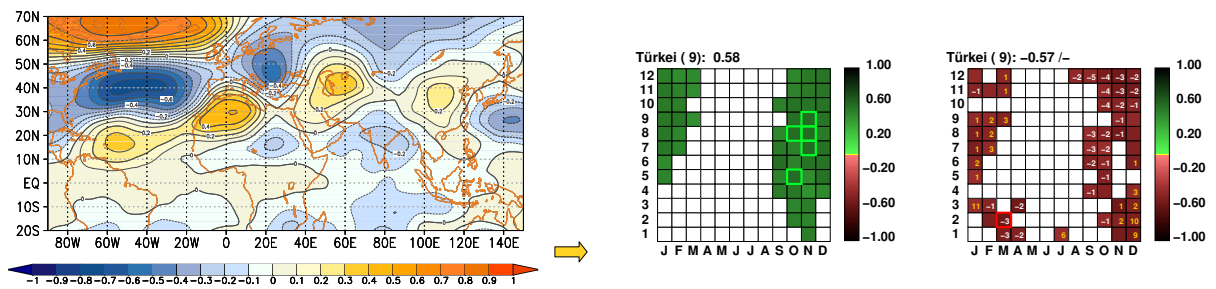


(h) ASO: SE-PC 11

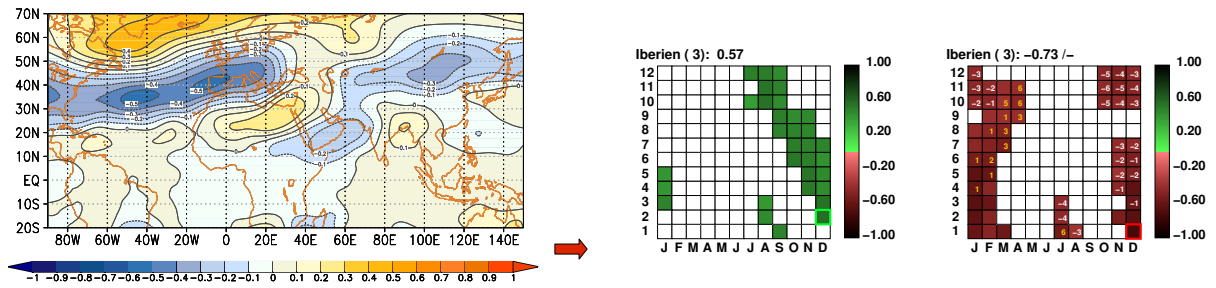
Abb. 7.51: Fortsetzung



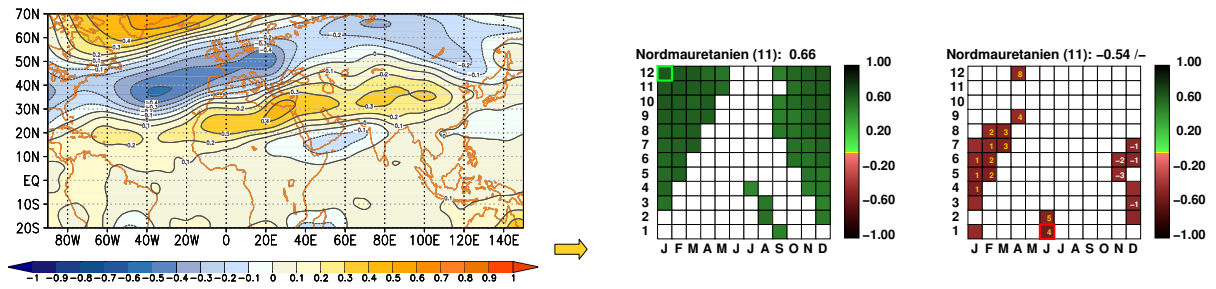
(i) SON: SE-PC 9



(j) OND: SE-PC 9



(k) NDJ: SE-PC 14



(l) DJF: SE-PC 14

Abb. 7.51: Fortsetzung

beachtlich auch mit herbstlichen Indexmitteln des Nordatlantischen Tripols ($r = 0.61$, Oktober-Februar) und der Arktischen Oszillation ($r = -0.64$, Oktober-Dezember). Bereits im Niederschlags-Telekonnectionsmuster des EA-WR/NATL-Modus wurde ein nordatlantischer Anteil ausgemacht, der angeführt wurde, um den Zusammenhang dieser Niederschlagstelekonnection mit dem Türkeiniederschlag zu erklären. Im Kontext des EA-WR/NATL-Modus wurde dieser Part der Nordatlantischen Tripol-Variabilität zugeschrieben, da sowohl mit dem Kopplungsmuster als auch zwischen Ladungs- und Korrelationsmuster zu dieser Telekonnection eine höhere Übereinstimmung als zur Arktischen oder Nordatlantischen Oszillation ausgemacht werden konnte. In der Tat stimmt auch hier das Türkei-Saisonabschnittsdiagramm mit den NAO-Index-Korrelationen schlechter mit dem von SE-PC 9 überein als das Türkei-Saisonabschnittsdiagramm für die NATL-Kopplung, das in Kapitel 6.5.5 (Abb. 6.45) aufgeführt ist. Dennoch vereinigt SE-PC 9, die sich als annähernd einzige Sequenz umfassend im türkischen Niederschlag manifestiert, stärker die Herbstvariabilität der NAO als die des Nordatlantischen Tripols auf sich, wie die höheren NAO-Korrelationen zeigen. Und gleichzeitig weist sie in ihren Herbstausschnitten Fernkopplungsmuster auf, die den atlantischen Part der EA-WR/NATL-Niederschlags-Telekonnection erklären können.

Auf Basis dieser Überschneidungen wird hier ergänzt, dass der nordatlantische Anteil des EA-WR/NATL-Modus in sequentieller Betrachtung auf die NAO-Variabilität des Herbstes zurückgeführt werden kann. Im Türkeiniederschlag manifestieren sich gemeinsame Schwankungsanteile aber stärker mit dem nordatlantischen Tripol, während in der vorliegenden Sequenz die Affinität zur NAO höher ist. Dass sich mit SE-PC 9 gleichzeitig keine nennenswerte Kopplung zum Balkanniederschlag herstellen lässt, untermauert eine weitere, im ersten Teil der Arbeit getroffenen Annahme zum EA-WR/NATL-Modus: nämlich diejenige, dass es sich bei dieser Niederschlagstelekonnection um einen Übergang aus zwei verschiedenen Niederschlags-Telekonnectionsmustern handelt. Genausowenig, wie sich mit SE-PC 9 ein signifikanter Zusammenhang zum Balkanniederschlag oder zur Variabilität des *East Atlantic/West Russia-Patterns* finden ließ, kann mit dem EA-WR-Anteil der Niederschlags-Telekonnection EA-WR/NATL der Zusammenhang zum türkischen Niederschlag erklärt werden.

Die in diesem Kapitel diskutierten Sequenzen geben den nordatlantischen Einfluss auf den Mittelmeerniederschlag wieder, wie er bereits ausführlicher im ersten Teil der Arbeit im Exkurs um den AO/NAO-Modus erläutert wurde. Sowohl das dort herausgestellte Telekonnectionsmuster als auch die regionalen und saisonalen Schwerpunkte der Einflussnahme auf die mediterrane Niederschlagsvariabilität werden in den und durch die Sequenzen sehr ähnlich abgebildet. Auch wenn der Fokus dieser Arbeit nicht auf den außertropischen Telekonnectionen des Mittelmeerniederschlags liegt, so wurde durch diese ergänzenden Analysen eines recht deutlich: die Be-

deutung der nordatlantischen Luftdruckvariabilität für die mediterrane Niederschlagsvariabilität des Gesamtjahres trat - wohl in Abhängigkeit vom gewählten zirkulationsdynamischen Untersuchungsgebiet und/oder den durchgeführten Analysekonfigurationen - stark in den Hintergrund. Ausschließlich nachgeordnete Variabilitätsmodi, wie z.B. die neunt- bzw. dreizehntgewichtigste SE-PC, repräsentieren die AO/NAO-Variabilitätsanteile des Luftdruckuntersuchungsfelds. Darüber hinaus wurde in den Sequenzen nicht der NAO-Wintermodus herausgestellt, sondern verstärkt die nordatlantischen Luftdruckschwankungen des Frühsommers und Herbstes. Die Integration der tropischen Luftdruckvariabilität in mediterrane Telekonnections-Analysen verlagert den Fokus vom nordatlantischen Raum in tropische Breitenlagen und modifiziert das konventionelle Bild von der herausragenden Rolle des Nordatlantiks im südeuropäischen Klimageschehen. Dass solche Betrachtungen eine Berechtigung haben, zeigen die hohen gemeinsamen Variabilitätsanteile, die sich zwischen den ENSO/Indienmonsun-nahen Fernkopplungen und dem Mittelmeerniederschlag einstellen und die in ihrer Bedeutsamkeit - zumindest in den vorliegenden Analysekonfigurationen - mit den außertropischen Telekonnectionen gleichziehen. Im folgenden und letzten Kapitel dieser Arbeit werden die wichtigsten dieser ermittelten tropischen Zusammenhänge nochmals zusammengefasst.

8 Zusammenfassung

Schlaglichtartig werden im Folgenden die zentralen methodischen und inhaltlichen Erkenntnisse dieser Arbeit aufgeführt.

In zwei übergreifende Gruppen lassen sich die erzielten Ergebnisse zusammenfassen: zum einen wurden **mediterrane Niederschlagstelekonnektionen im Luftdruckfeld** identifiziert, die mit der Variabilität der *El Niño-Southern Oscillation* und/oder des Indiensommermonsuns und/oder des westafrikanischen Sommermonsuns zusammenhängen. Zum anderen wurden **Sequenzen an luftdruckinternen Telekonnektionen** ermittelt, die ebenfalls mit diesen tropischen Einflussgrößen in Verbindung stehen und die gleichzeitig bedeutungsvoll für das interannuelle Schwankungsverhalten des mediterranen Niederschlags sind. Die Resultate der unterschiedlichen Analysen gleichen sich in zentralen Punkten stark und ergänzen sich in zahlreichen Aspekten.

Der erste Teil der Arbeit wurde mit einer modifizierten Variante der Hauptkomponentenanalyse bestritten, der **Telekonnektionsmuster-Hauptkomponentenanalyse**, mit der die dominanten mediterranen Niederschlagstelekonnektionen des vertikal hochaufgelösten Luftdruckfelds extrahiert wurden. Zusätzlich wurden mit einer Erweiterung der Telekonnektionsmuster-PCA, der cTP-PCA, die Fernkopplungseigenschaften der fokussierten tropischen Zusammenhangsgrößen und des Mittelmeerniederschlags gemeinsam analysiert. So ließen sich Überschneidungen zwischen den Telekonnektionsmustern der Tropen-Indizes und des Mittelmeerniederschlags herausarbeiten - als wichtige Anhaltspunkte für die Selektion derjenigen mediterranen Niederschlagstelekonnektionen, die in die Nähe von tropischen Zirkulationsanomalien gerückt werden können.

Von den insgesamt zwölf TP-Hauptkomponenten wurden sechs tiefergreifend analysiert und umfangreich diskutiert. Diese sechs Telekonnektionsmuster-Hauptkomponenten wurden als EN-SO/ISM-Modus, SCAND/WAGI-Modus, WASI-Modus, EA-WR/NATL-Modus, AO/NAO-Modus und EA-WR/ISM-Modus bezeichnet. Bis auf den EA-WR/ISM-Modus handelt es sich um die fünf TP-PCs mit den gewichtigsten Varianzerklärungsanteilen, die zusammen einen Großteil der Fernkopplungseigenschaften des mediterranen Niederschlags im großskaligen Luftdruckfeld zwischen 1000 hPa und 100 hPa repräsentieren. Diese generalisierte Aussage ist möglich, weil die mediterranen Fernkopplungen des Gesamtjahres in allen erdenklichen (sinnhaften)

Kombinationen an saisonalen Mitteln mit zwischen ein- und zwölfmonatiger Abschnittslänge in die Analyse einfließen.

Die Sequenz-Analysen, die im zweiten Hauptteil der Arbeit vorgestellt wurden, beschränkten sich ausschließlich auf die dreimonatigen überlappenden Saisonabschnitte des Gesamtjahres. Mit einer saisonal erweiterten Hauptkomponentenanalyse (**SE-PCA**) und einer saisonal erweiterten SANDRA-Clusteranalyse (**SE-CA**) wurden **Sequenzen von luftdruckinternen Fernkopplungsmustern** gewonnen, welche die kontinuierliche saisonale und räumliche Entwicklungsdynamik verschiedener interannueller Anomaliesignale im Untersuchungsgebiet über das Gesamtjahr hinweg widerspiegeln. Demnach lässt sich mit dieser Methode ein Einblick in die Entstehung, Entwicklung und die Persistenz von luftdruckinternen Telekonnektionen gewinnen. Weiterhin werden so „separate“ Telekonnektionsmuster, wie sie z.B. auch in den Niederschlags-telekonnektionen aus dem ersten Teil der Arbeit realisiert sind, zeitlich verkettet.

Von den jeweils 25 Sequenz-Modi, die aus der Anwendung der beiden unterschiedlichen Methoden hervorgingen, konnten insgesamt sechs Sequenz-PCs und elf Sequenz-Cluster mit der ENSO, und/oder dem Indien- und/oder dem Westafrikamonsun in Verbindung gebracht werden. Das bedeutsamste Ergebnis stellen insgesamt vier, hoch mit dem NINO3.4- bzw. dem *All-India-Rainfall-Index* korrelierte Sequenz-PCs dar, die mit unterschiedlichen Entwicklungsphasen im ENSO-Zyklus einhergehen und dementsprechend als ENSO-DEVELOP-, ENSO-DECAY-, ENSO-TRANS- und ENSO-PERSIST-Sequenz bezeichnet wurden.

Von den Niederschlags-Telekonnektionen aus dem ersten Teil der Arbeit repräsentieren insgesamt fünf unter anderem auch tropische Zirkulationsanomalien. Am bedeutsamsten unter diesen ist der ENSO/ISM-Modus, der den gemeinsamen ENSO/Indienmonsun-Einfluss auf die mediterrane Niederschlagsvariabilität im Herbst wiedergibt. Diese Niederschlags-Telekonnektion fand sich darüber hinaus auch als luftdruckinternes Fernkopplungsmuster im Herbstausschnitt der ENSO-DEVELOP-Sequenz bzw. eines mit ihr assoziierten SE-Clusters wieder. Beide Sequenzen gehen mit einem räumlich und zeitlich vergleichbaren Anomaliesignal im mediterranen Niederschlagsfeld einher, wie es auch der ENSO/ISM-Modus vertritt: im **Herbst** der Jahre mit sich entwickelnden *El Niño*-Ereignissen (*La Niña*-Ereignissen) bzw. mit anomal schwach (stark) ausgeprägtem Indiensommermonsun ist mit positiven (negativen) Niederschlagsanomalien, vor allem in der **west-/südwestlichen und ost-/südöstlichen Mediterranregion** zu rechnen.

Auch die ENSO-TRANS-Sequenz ist mit einem vergleichbaren Anomaliesignal im mediterranen Niederschlagsfeld gekoppelt und weist ebenfalls im herbstlichen Sequenzausschnitt ein der ENSO/ISM-Niederschlagstelekonnektion sehr ähnliches Fernkopplungsmuster auf. Der zentra-

le Unterschied zwischen den beiden Sequenzen, der ENSO-DEVELOP- und ENSO-TRANS-Sequenz, ist jener, dass die ENSO-TRANS-Sequenz den indienmonsungesteuerten Variabilitätsanteil im ENSO/Indienmonsun-System repräsentiert, wohingegen die ENSO-DEVELOP-Sequenz die (interannuelle) Variabilität des tropischen Höhenluftdruckfelds verkörpert. Während die ENSO-DEVELOP-Luftdruckvariationen Ausdruck sich entwickelnder ENSO-Extremphasen sind, begleiten die saisonalen Druckanomalien der ENSO-TRANS-Sequenz Phasenwechsel im ENSO-Zyklus. Gleichzeitig fällt die mediterrane Niederschlagskopplung mit dieser Sequenz noch stärker aus als mit der ENSO-DEVELOP-Fernkopplungsmusterabfolge.

Eine weitere Übereinstimmung zwischen einer der vier ENSO-Sequenzen und einem Niederschlags-Telekonnektionsmuster aus dem ersten Teil der Arbeit ließ sich ausmachen: das Kopplungsmuster der zweitgewichtigsten Niederschlags-Telekonnektions-PC, des SCAND/WAGI-Modus, zeigte große Überschneidungen mit einem Frühjahrs-Fernkopplungsmuster der ENSO-DECAY-Sequenz und konnte damit nachträglich ebenfalls als mögliche Ausdrucksform der ENSO-Variabilität im Mittelmeerraum gewertet werden; in der Form, dass im **Frühjahr** von Jahren nach/während ausklingender El Niño- (La Niña)- *Events* negative (positive) Niederschlagsanomalien primär im **West- und im Zentralmittelmeerraum** beobachtet werden. Gleichzeitig herrschen auch in der westafrikanischen Guineaküstenregion anomal trockene (feuchte) Verhältnisse vor und das *Scandinavia Pattern* befindet sich in seiner Negativphase (Positivphase). Das wirft die im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht näher analysierte Frage auf, ob und wenn ja, welchen Einfluss ENSO auf die *Scandinavia Pattern*-Entstehung in dieser Jahreszeit nimmt.

Beinahe in allen der genannten Niederschlagskopplungen spielt die ostwärtige Ausdehnung des Azorenhochs die entscheidende Rolle. Die **westmediterrane Niederschlagsvariabilität im Frühjahr und Herbst** wird im Kontext der erläuterten ENSO/Indienmonsun-Telekonnektionen primär durch eine entweder auf den Atlantik begrenzte oder durch ostwärtige Ausläufer räumlich stark erweiterte Hochdruckzelle gesteuert. Das gilt ebenfalls für die **zentralmediterrane Niederschlagsvariabilität im Frühjahr** im Zusammenhang mit der ENSO-DECAY-Sequenz bzw. dem SCAND/WAGI-Modus. Anders verhält es sich im **Herbst**, denn dann scheint die ENSO-/Indienmonsun-bedingte Variabilität des nordöstlichen Azorenhochausläufers nicht der einzige Steuermechanismus der Niederschlagsverteilung im Zentralmittelmeerraum zu sein. Während das ostwärtig erweiterte Azorenhoch in *La Niña*/ISM(+)-Jahren für antizyklonale Verhältnisse auf dem Balkan und an der ostadriatischen Küste sorgt, dominieren auch in El Niño/ISM(-)-Jahren großflächige Hochdruckanomalien, resultierend aus einem westwärts erweiterten Sibirienhoch (im Herbst) bzw. einer südwärts ausgreifenden Antizyklonalanomalie über Fennoskandien, die Region und mindern den Kontrast zur azorenhochabhängigen Hoch-

drucksituation der gegenteiligen Anomaliejahre. Möglicherweise ist in der resultierenden Nicht-Linearität der Niederschlagsverteilung die Ursache zu sehen, weshalb sich der ENSO-Einfluss im zentralnördlichen Mittelmeerniederschlag nicht durch signifikante Korrelationen mit den einschlägigen ENSO-Indizes untermauern lässt.

Die **ost-/südostmediterrane Niederschlagskopplung im Herbst** hingegen wird durch die Modifizierung des persisch-arabischen Hitzetiefs in Folge von Luftdruckanomalien im ostmediterranen Höhendruckfeld und der einhergehenden regionalen Luftmassensubsidenz provoziert (*Monsoon-Desert-Mechanismus*). Darüber hinaus führen diese Luftdruckschwankungen im bodennahen Hitzetief, in Kombination mit den gleichzeitig vorherrschenden gegensätzlichen Luftdruckanomalien der Westmediterranregion, zu Intensitätsschwankungen im bodennahen Luftdruckgradienten über dem Mittelmeerraum. Der Index der mediterranen Oszillation im Bodenniveau spiegelt diese Schwankungen wider und ist dementsprechend im Sommer und Frühherbst hoch mit der ENSO und dem Indienmonsun korreliert. Die starke Kopplung zwischen dem Sommer/Herbst-Niederschlag im West-, Zentral- und Nordmittelmeerraum und der mediterranen Bodenoszillation repräsentiert somit auch einen Anteil der ENSO- und ISM-Variabilität „vor Ort“.

Unter allen vier fokussierten tropischen Einflussgrößen stellen sich die stärksten Zusammenhänge mit der *El Niño-Southern Oscillation*-Variabilität ein: sowohl für die meisten der mediterranen Niederschlagsregionen als auch der analysierten Telekonnections-Muster und/oder -Sequenzen fallen die Kovarianzanteile mit der ENSO deutlich höher aus, als die gemeinsamen Varianzanteile, die sich mit dem Indien- und Westafrika-Sommermonsun einstellen.

Daneben wurden moderate bis schwache ENSO-unabhängige Telekonnectionen des mediterranen Niederschlagsfelds zur Indienmonsun-Zirkulation herausgearbeitet, die sich im ISM-/EA-WR-Modus bzw. in der EA-WR-SUM/AUT-Sequenz realisiert finden. In beiden Fernkopplungsmustern manifestiert sich ein Kopplungszentrum im Einzugsbereich der Indienmonsunzirkulation, das in Ergänzung mit sub- und außertropischen Telekonnectionszentren an die Zentrenkonfiguration des *East Atlantic/West Russia-Patterns* erinnert. Vor allem die Muster der EA-WR-SUM/AUT-Sequenz erwecken den Eindruck, dass indienmonsunabhängige Luftdruckvariationen zur Entwicklung der außertropischen *East Atlantic/West Russia*-Telekonnection im Sommer bzw. Herbst beitragen.

Beide Telekonnectionsmuster sind vornehmlich und moderat mit der **sommerlichen Niederschlagsvariabilität auf dem Balkan bzw. im Nordostmittelmeerraum** gekoppelt, wo ein sommerliches zentralmediterranes Telekonnectionszentrum die Modifizierung der Luftmassensubsidenz in Abhängigkeit von einer gleichzeitig anomal ausgeprägten Indienmonsunzirkulation anzeigt.

Der potenzielle Einfluss des Westafrika-Monsuns auf das mediterrane Niederschlagsfeld tritt in den Ergebnissen sämtlicher durchgeführter Analysen nicht deutlich zu Tage. Statistische Zusammenhänge zwischen der westafrikanischen und mediterranen Niederschlagsvariabilität wurden zwar gefunden - zum Teil auch in nicht unerheblicher Höhe. Dennoch blieben dann entweder häufig die entscheidenden Hinweise auf die physikalisch-dynamischen Zusammenhänge verborgen oder aber, und das ist prototypisch für die herausgearbeiteten Ergebnisse, Telekonnektionszentren in sub- und außertropischer Breitenlage wie z.B. in der Azorenhochregion rufen diese Kopplungen durch einen außertropisch-tropischen Signaltransport hervor. Weiterhin wurden häufig zeitgleich zu moderateren Westafrikamonsun-Verbindungen starke Zusammenhänge zur Variabilität der *El Niño-Southern Oscillation* herausgestellt, die über dieselben oder über andere Signalwege Spuren eines übergreifenden Signals in beiden Regionen, dem Mittelmeerraum und Westafrika, hinterlässt.

Um die Ergebnisse dieser Arbeit in kondensierter Form wiederzugeben: die Westafrika-Telekonnektionen des Mittelmeerniederschlags erwiesen sich nicht als die Hauptakteure im Hinblick auf das Niederschlagsgeschehen im Mittelmeerraum. Wohl aber zeigen sich deutliche Fernwirkungen der *El Niño-Southern Oscillation* sowie des Indienmonsuns auf den Mittelmeerniederschlag. In Abhängigkeit von den gewählten Analysekonfigurationen dieser Arbeit tritt insbesondere die Bedeutung der *El Niño-Southern Oscillation* in den Vordergrund, wohingegen die Arktische und Nordatlantische Oszillation in einem kleinräumigeren Territorium Signaturen hinterlassen und auf ein engeres Zeitfenster beschränkt sind.

9 Synthese und Ausblick

Im Rahmen dieser Arbeit wurden primär die Fernwirkungen aus tropischen Arealen auf den Mittelmeerniederschlag begutachtet. Darüber hinaus eröffneten sich zum Teil aber auch Zusammenhänge zwischen charakteristischen außertropischen Zentren-Anordnungen und der tropischen Zirkulationsdynamik. Eine zentrale Erkenntnis dieser Arbeit ist jene, dass tropische und außertropischen Telekonnectionsmuster in vielfachen und variierenden räumlichen und zeitlichen Zusammenhängen auftreten können - unabhängig voneinander, häufig aber auch gerade im Zuge des Zusammenspiels der tropischen und außertropischen Zirkulationsvariabilität. Das *East Atlantic/West-Russia-Pattern* beispielsweise wurde in dieser Arbeit einerseits als winterliche Fernkopplung identifiziert (EA-WR/NATL-Modus), mit dem sich eine Verbindung zur mediterranen Niederschlagsvariabilität im Winterhalbjahr nachweisen ließ. Daneben wurde aber auch eine sommer-/herbstliche Variante ermittelt, deren Entwicklung in enger Verbindung mit den Luftdruckanomalien im Einzugsbereich der indischen Sommermonsunzirkulation steht (ISM/EA-WR-Modus, EA-WR/SUM-AUT-Sequenz). Auch diese Telekonnection lässt sich im mediterranen Niederschlagsfeld nachweisen. Ähnliches kann für eine Frühjahrs-Variante des *Scandinavia Patterns*, den SCAND/WAGI-Modus, formuliert werden: im westmediterranen Primärkopplungszentrum dieses Musters überlagern sich sowohl außertropische *Scandinavia Pattern*-Variabilitätsanteile wie auch mediterrane Luftdruckanomalien, die in enger Verbindung mit der ENSO-relevanten tropischen Troposphärenkopplung stehen. Die tropischen und außertropischen Schwankungsanteile der Zirkulation, das wurde im Laufe der vorliegenden Untersuchungen sehr deutlich, überschneiden sich im Mittelmeerraum sehr stark. Die Links zwischen tropischen und außertropischen Zirkulationsanomalien manifestieren sich aber häufig erst im zeitlichen Nacheinander bzw. in der Betrachtung der kontinuierlichen, dynamischen Entwicklung von Fernkopplungsmustern.

Deshalb ist nicht alleine die Identifikation von Telekonnections-Signalen auf Regionalklima- te erstrebenswert, wie sie hier beispielsweise mit der Methode der Telekonnectionsmuster-Hauptkomponentenanalyse für das mediterrane Niederschlagsfeld realisiert ist und wie sie vor allem für stärker anwendungsorientierte Forschungsvorhaben (statistisches Downscaling) eine große Rolle spielt. Zukünftige Forschungsvorhaben sollten insbesondere eine tiefergreifende Einsicht in die zeitliche Entwicklungsdynamik von Fernkopplungen anstreben: eine verstärkte

Konzentration auf die Erforschung von potenziellen räumlichen Quellgebieten der Anomaliesignale sowie von zeitlichen Initialisierungsmomenten der Fernkopplungsmuster und von raumzeitlichen Realisierungsmöglichkeiten der Telekonnektionssignale muss erfolgen.

Während in dieser Arbeit, durch die Anwendung multivariater statistischer Methoden auf sequentielle Analysekonfigurationen, Einblick in die intraannuelle Entwicklungsdynamik von Fernkopplungsmustern gewonnen wurde, erscheint es weiterhin vielversprechend, die charakteristischen Zentrenkonfigurationen ergänzend auch auf kürzeren Zeitskalen als der monatlichen und/oder saisonalen zu analysieren (vgl. Wettstein et al. 2008). Potenzielle Ergebnisse integrieren verstärkt den hochfrequenten Schwankungsanteil der atmosphärischen Zirkulation und lassen sich einfacher mit in realiter ablaufenden physikalisch-dynamischen Prozessen in Verbindung bringen. Derartige Analysen können wertvolle Zusatzinformationen für die Bildungsbedingungen der großskaligen Variabilitätsmuster liefern, wodurch die abstrakten statistischen Zusammenhänge noch stärker konkretisiert werden können - ein Anliegen, das auch für die raumzeitliche Entwicklungsdynamik von Telekonnektionsmustern formuliert werden kann.

Denn im Rahmen dieser Arbeit eröffneten sich vor allem im zeitlichen Nacheinander der sequenziellen Analyseresultate mehrfach Anhaltspunkte für die Genese von Telekonnektionszentren. Dabei wurde mehr als einmal festgestellt, dass sich außertropische Kopplungszentren an bereits vorhandenen subtropischen initialisieren und zeitverzögert in charakteristische außertropische Zentrenkonfigurationen münden (ISM/EA-WR-Modus, SCAND/WAGI-Modus, EA-WR/SUM-AUT-Sequenz). Die Erforschung der kontinuierlichen raumzeitlichen Entwicklungsverläufe von Anomaliesignalen bietet die Möglichkeit, verstärkt die Überlagerungen zwischen tropischer und außertropischer Zirkulationsvariabilität herauszustellen. Eine derartige Betrachtungsweise wird dem hochkomplexen Klimageschehen in Übergangsräumen zwischen Klimazonen, wie sie der Mittelmeerraum darstellt, sicher gerechter als die separate Fokussierung auf die außertropische oder tropische atmosphärische Zirkulation. Darüber hinaus werden möglicherweise gerade im Zusammenhang mit tropischen Zirkulationsschwankungen auch die außertropischen Variabilitätsanteile, wie sie sich beispielsweise in zentralen außertropischen Fernkopplungsmustern äußern, besser verstanden.

Generell sollten zukünftige Forschungsvorhaben versuchen, die dynamischen Mechanismen, die zur Entstehung von Fernkopplungsmustern führen, stärker zu greifen. Im Hinblick auf das Mittelmeerklima müssen insbesondere die subtropisch-randtropischen Hochdruckzellen als „Zielobjekt“ solcher Bemühungen anvisiert werden. In den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit präsentierten sich die Intensitäts- und Lageanomalien und allen voran die variierende räumliche Ausdehnung sämtlicher subtropischer Hochdrucksysteme als die entscheidenden Steuermechanismen des mediterranen Niederschlags in allen Jahreszeiten. Ein besseres Prozessverständnis der Entstehung und Aufrechterhaltung der subtropischen Antizyklen wird, im

Hinblick auf das Mittelmeerklima, nicht nur als wünschenswert, sondern als notwendig eingeschätzt. Ein solches kann aus Analysen mit einfachen, experimentellen Klimamodellen hervorgehen, wie sie etwa in der Pionierarbeit von Gill (1982) zur Erforschung der Rossby- und Kelvinwellendynamik auf äquatoriale Wärmequellen hin durchgeführt wurden. Beispielsweise die subtropische Jetstreamdynamik in Abhängigkeit von innertropischen Luftdruckschwankungen, ein wesentlicher Einflussfaktor auf die Subtropen-Hochs, könnte so systematisch erforscht werden. Denn eine detaillierte Kenntnis derselben erscheint nicht nur für das Klima des Mittelmeerraums von außerordentlicher Bedeutung, sondern auch notwendig, um das Ineinandergreifen der tropischen und außertropischen Zirkulationsdynamik zu entschlüsseln und letztendlich die klimainterne Variabilität der atmosphärischen Zirkulation, wie sie in Fernkopplungsmustern zum Ausdruck kommt, besser zu begreifen.

Danksagung

Die Sachlichkeit in der Ausdrucksform möchte ich nun hinter mir lassen. Ich verzichte an dieser Stelle bewusst auf die Nennung sämtlicher akademischer Grade und Amtsbezeichnungen, denn mein Dankeschön richtet sich an die Personen dahinter - wenngleich ich einige davon ausschließlich im universitären Kontext getroffen habe.

Lieber Herr Jacobeit, ich hätte mir keinen besseren, keinen fachkundigeren und auch keinen angenehmeren Doktorvater vorstellen können, als Sie einer waren. Ihr herausragendes fachliches Interesse und Engagement, ihre immerwährende Loyalität und ihr unermüdlicher Einsatz für ihre MitarbeiterInnen boten mir für diese Arbeit einen optimalen Forschungskontext. Ich danke Ihnen aus ganzem Herzen!

Lieber Karl Wetzel, ein herzliches Dankeschön für die Übernahme des Zweitgutachtens sowie die offene und konstruktive Zusammenarbeit, die über diese Arbeit hinausreicht.

Der Studienstiftung des deutschen Volkes danke ich in besonderem Maße für die finanzielle und ideelle Unterstützung im Rahmen eines Promotionsstipendiums. Darüber hinaus gewährleistete die Herzlichkeit und der Idealismus sämtlicher Betreuungspersonen kombiniert mit denkbarst unbürokratischen Verfahrensweisen eine hervorragende Arbeitssituation.

Allen Mitgliedern der Arbeitsgruppe Klimaforschung Augsburg-Würzburg sowie allen (auch den ungenannten) MitarbeiterInnen am Lehrstuhl für Physische Geographie und Quantitative Methoden in Augsburg: ein herzliches Danke für die exzellente Arbeitsatmosphäre!

Ein besonderes Dankeschön ergeht an Euch: Ulrike Beyer und Joachim Rathmann, für die freundliche Aufnahme und die schöne Zeit in 3072, Elke Hertig, für den freigehaltenen Rücken im KLIWEX-Projekt während der Dissertations-Endphase, Karin Lutz, für den Fortran-Crashkurs zu Beginn dieser Arbeit, Elli Wahnsiedler, für die fachkundige Betreuung beim Poster-Drucken

und Oliver Böhm sowie Sven Grashey-Jansen, für die gute Zusammenarbeit. Vielen lieben Dank an Dich, Angelika Witt, für das stets offene Ohr innerhalb und außerhalb des universitären Kontexts. Und ein besonderes Dankeschön an Dich, Christoph Beck, für die anregenden Diskussionen, deine Unterstützung und die Yamaha XJ 600 S Diversion im Sommer 2007!

Den KorrekturleserInnen dieser Arbeit, Elke Hertig, Karin Lutz, Christoph Beck und in erster Linie Andreas Philipp, vielen herzlichen Dank!

Lieber Andreas Philipp, ich danke Dir aus meinem ganzen Herzen für die mehr als zahlreichen inhaltlichen, methodischen und rechnerischen Diskussionen und Anregungen, für deine Zeit, deine Hilfe, deinen Beistand und deine endlose Geduld in allen und besonders den schwierigen Phasen dieser Arbeit sowie für die kontinuierliche lebenswürdige Begegnung im universitären und außeruniversitären Alltag!

Liebe Eltern, Willi und Maria Seubert, dank eures mentalen und finanziellen Beistands, eures Rückhalts und eurer Ermunterung in allen Lebenslagen konnte ich meinem Studium und dieser Arbeit nachgehen. Ich danke Euch aus ganzem Herzen dafür!

Liebe Oma Irmtrud Seubert, auch Dir ein Danke von Herzen für die kontinuierliche Unterstützung, die bis hierher anhielt.

Liebe Sibylle Seubert und liebe Sandra Stamm, ohne Euch wär' alles nix! Ich danke Euch aus ganzem Herzen dafür, dass ihr immer für mich da gewesen seid und mich auch über diese Arbeit hinweg nicht aus den Augen verloren habt!

Literaturverzeichnis

- Alexander M., Blade I., Newman M., Lanzante J., Lau N.-C. & Scott J. (2002): The Atmospheric bridge: the influence of ENSO teleconnections on air-sea interactions over the global oceans. In: *Journal of Climate*, 15, S. 2205–2231.
- Alpert P., Neeman B. & Shay-El Y. (1990): Climatological analysis of Mediterranean cyclones using ECMWF data. In: *Tellus*, 42A, S. 65 – 77.
- Alpert P., Neeman B. & Shay-El Y. (1990): Intermonthly variability of cyclone tracks in the Mediterranean. In: *Journal of Climate*, 3, S. 1474–1478.
- Alpert P., Osetinsky I., Ziv B. & Shafir H. (2004): Semi-objective classification for daily synoptic systems: Application to the eastern Mediterranean climate change. In: *International Journal of Climatology*, 24, S. 1001–1011.
- Alpert P. & Ziv B. (1989): The Sharav cyclone - observations and some theoretical considerations. In: *Journal of Geophysical Research*, 94, S. 18,495–18,512.
- Backhaus K., Erichson B., Plinke W. & Weiber R. (2003): *Multivariate Analysemethoden: Eine anwendungsorientierte Einführung*, 10. Aufl., 818 S.
- Barnston G. & Livezey R. E. (1987): Classification, seasonality and low-frequency atmospheric circulation patterns. In: *Monthly Weather Review*, 115, S. 1083–1126.
- Barriopedro D., Lupo A. R. & Hernández E. (2006): A climatology of northern hemisphere blocking. In: *Journal of Climate*, 19, S. 1042–1063.
- Barry R. & Chorley R. J. (2003): *Atmosphere, Weather and Climate*, 8. Aufl., New York, 421 S.
- Battisti D. S. (1988): Dynamics and thermodynamics of a warming event in a coupled tropical atmosphere-ocean model. In: *Journal of Atmospheric Sciences*, 45, S. 228.

- Battisti D. S. & Hirst A. H. (1989): Interannual variability in a tropical atmosphere-ocean model: Influence of the basic state, ocean geometry and nonlinearity. In: *Journal of Atmospheric Sciences*, 46, S. 1687–1712.
- Beck C., Griesser J. & Rudolf B. (2005): A new monthly precipitation climatology for the global land areas for the period 1951 to 2000. In: *Klimastatusbericht 2004*, S. 181–190.
- Beranová R. & Huth R. (2008): Time variations of the effects of circulation variability modes on European temperature and precipitation in winter. In: *International Journal of Climatology*, 28, S. 139–158.
- Bjerknes J. (1969): Atmospheric teleconnections from the tropical Pacific. In: *Monthly Weather Review*, 97, S. 163 – 172.
- Bronštein I. & Semendjajew K. A. (2008): *Taschenbuch der Mathematik*, 7 Aufl., Frankfurt am Main, 1221 S.
- Brunetti M., Colacino M., Maugeri M. & Nanni T. (2001): Trends in the daily intensitiy of precipitation from 1951 to 1996. In: *International Journal of Climatology*, 21, S. 299–316.
- Bueh C. & Nakamura H. (2007): Scandinavia Pattern and it's climate impact. In: *Quaterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133, S. 2117–2131.
- Burpee R. W. (1972): The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. In: *Journal of Atmospheric Sciences*, 18, S. 2943–2962.
- Buzzi A. & Tibaldi S. (1978): Cyclogenesis in the lee of the Alps: A case study. In: *Quaterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 104, S. 271–287.
- Chen T.-C. (2005): Maintenance of midtropospheric North African summer circulation: Saharan High and African Easterly Jet. In: *Journal of Climate*, 18, S. 2943–2962.
- Conte M., Guiffrida S. & Tedesco S. (1989): The Mediterranean Oscillation: impact on precipitation and hydrology in Italy. In: *Proceedings of the Conference on Climate and Water*, 1, S. 121–137.
- Cook K. H. (1999): Generation of the African easterly jet and its role in determing West African precipitation. In: *Journal of Climate*, 12, S. 1165–1184.
- Czaja A. & Frankignoul C. (2002): Observed Impact of Atlantic SST anomalies on the North Atlantic Oscillation. In: *Journal of Climate*, 15, S. 606–623.

- Dai A., Lamb P., Trenberth K., Hulme M., Jones P. & Xie P. (2004): The recent Sahel drought is real. In: *International Journal of Climatology*, 24, S. 1323–1331.
- Dayan U. & Abramski R. (1983): Heavy rain in the Middle East related to unusual jet stream properties. In: *Bulletin of the American Meteorological Society*, 64, S. 1138–1140.
- Dayan U., Ziv B., Margalit A., Morin E. & Sharon D. (2001): A severe autumn storm over the Middle-East: synoptic and mesoscale convection analysis. In: *Theoretical and Applied Climatology*, 69, S. 103–122.
- del Río S., Herrero L., Fraile R. & Penas A. (2010): Spatial distribution of recent rainfall trends in Spain (1961–2006). In: *International Journal of Climatology*. DOI: 10.1002/joc.2111.
- Diaz H. F., Hoerling M. P. & Eischeid J. K. (2001): ENSO variability, teleconnections and climate change. In: *International Journal of Climatology*, 21, S. 1845–1862.
- Dima I. & Wallace J. M. (2003): On the seasonality of the Hadley cell. In: *Journal of the Atmospheric Sciences*, 60, S. 1522–1527.
- Ding Q. & Wang B. (2005): Circumglobal teleconnection in the northern hemisphere summer. In: *Journal of Climate*, 18, S. 3483–3505.
- Dükeloh A. (2001): *Zirkulationsdynamische Analyse mediterraner Niederschlagsanomalien und deren Veränderungen in den letzten 50 Jahren*. unveröff. Diplomarbeit, Geographisches Institut der Universität Würzburg, Würzburg, 225 S.
- Dükeloh A. & Jacobeit J. (2003): Circulation dynamics of Mediterranean precipitation variability. In: *International Journal of Climatology*, 23, S. 1843–1866.
- Enomoto T., Hoskins B. J. & Matsuda Y. (2003): The formation mechanism of the Bonin high in august. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 129, S. 157–178.
- Findlater J. (1966): Cross-equatorial jet streams at low level over Kenya. In: *Meteorological Magazine*, 95, S. 353–364.
- Findlater J. (1967): Some further evidence of cross-equatorial jet streams at low level over Kenya. In: *Meteorological Magazine*, 96, S. 216–219.
- Findlater J. (1969): A major current near the West Indian Ocean during the northern summer. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 95, S. 1251–1262.

- Flohn H. (1964): Warum ist die Sahara trocken? In: *Zeitschrift für Meteorologie*, 17, S. 316–320.
- Flohn H. (1975): Tropische Zirkulationsformen im Lichte der Satellitenaufnahmen. In: *Bonner Meteorologische Abhandlungen. Sonderheft*, 21, S. 82.
- Folland C. K., Palmer T. N. & Parker D. E. (1986): Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901–85. In: *Nature*, 320, S. 602–607.
- Fontaine B., Garcia-Serrano J., Roucou P., Rodriguez-Fonseca B., Losada T., Chauvin F., Ger-vois S., Sijikumar S., Ruti P. & Janicot S. (2009): Impacts of warm and cold situations in the Mediterranean basins on the West African monsoon: observed connection patterns (1979–2006) and climate simulations. In: *Climate Dynamics*. DOI: 10.1007/s00382-009-0599-3.
- Freiwan M. & Kadioğlu M. (2008): Climate variability in Jordan. In: *International Journal of Climatology*, 28, S. 69–89.
- García J., Gallego M. C., Serrano A. & Vaquero J. (2007): Trends in block-seasonal extreme rainfall over the Iberian Peninsula in the second half of the twentieth century. In: *Journal of Climate*, 20, S. 113–130.
- Gill A. E. (1982): *Atmosphere-Ocean Dynamics*, New York, 662 S.
- Gill J. (1980): Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106, S. 447–432.
- Glantz M., Katz R. & Nicholls N. [Hrsg.] (1991): *Teleconnections linking worldwide climate anomalies*, Cambridge, 535 S.
- Goodess C. M. & Jones P. (2002): Links between circulation and changes in the characteristics of Iberian rainfall. In: *International Journal of Climatology*, 22, S. 1593–1615.
- Goswami B., Krishnamurthy V. & Annamalai H. (1999): A broad-scale circulation index for the interannual variability of the Indian summer monsoon. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125, S. 611–633.
- Grist J. (2002): Easterly Waves over Africa. Part I: the seasonal cycle and contrasts between wet and dry years. In: *Monthly Weather Review*, 130, S. 197–211.
- Hannachi A. (2001): Toward a nonlinear identification of the atmospheric response to ENSO. In: *Journal of Climate*, 14, S. 2138–2149.

- Harrison D. & Vecchi G. (1997): Westerly wind events in the tropical Pacific, 1986-1995. In: *Journal of Climate*, 10, S. 3131–3156.
- Hatzaki M., Flocas H. A., Asimakopoulou D. N. & Maheras P. (2007): The eastern Mediterranean teleconnection pattern: identification and definition. In: *International Journal of Climatology*. DOI: 10.1002/joc1429.
- Hertig E. (2005): *Niederschlags- und Temperaturabschätzungen für den Mittelmeerraum unter anthropogen verstärktem Treibhauseffekt*. Dissertation, Universität Würzburg, <http://opus.bibliothek.uni-wuerzburg.de/opus/volltexte/2004/874/>, 274 S.
- Hertig E. & Jacobeit J. (2008): Assessments of Mediterranean precipitation changes for the 21st century using statistical downscaling techniques. In: *International Journal of Climatology*, 28, S. 1025–1045.
- Hertig E. & Jacobeit J. (2010): Predictability of Mediterranean climate variables from oceanic variability. Part I: Sea surface temperature regimes. In: *Climate Dynamics*. DOI: 10.1007/s00382-010-0819-x.
- Hertig E. & Jacobeit J. (2010): Predictability of Mediterranean climate variables from oceanic variability. Part II: Statistical models of monthly precipitation and temperature in the Mediterranean area. In: *Climate Dynamics*. DOI: 10.1007/s00382-010-0819-x.
- Hulme M., Doherty R., Ngara T., New M. & Lister D. (2001): African climate change: 1900-2100. In: *Climate Research*, 17, S. 145–168.
- Hurrell J. W. (1995): Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. In: *Science*, 269, S. 676–679.
- Hurrell J. W. & van Loon H. (1997): Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. In: *Climate Change*, 36, S. 301–326.
- IITM (2010): *Homogeneous Indian Monthly Rainfall Data*. <ftp://www.tropmet.res.in/pub/data/rain/iitm-regionrf.txt>.
- Jacobeit J. (1989): Zirkulationsdynamische Analyse rezenter Konvektions- und Niederschlagsanomalien in den Tropen. In: *Augsburger Geographische Hefte*, 9, S. 1–300.
- Jacobeit J. (1993): Regionale Unterschiede im atmosphärischen Zirkulationsgeschehen bei globalen Klimaveränderungen. In: *Die Erde*, 124, S. 63–77.

- Jacobeit J. (2000): Rezente Klimaentwicklung im Mittelmeerraum. In: *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 144, S. 26–37.
- Jacobeit J., Dünkelloh A. & Hertig E. (2007): Mediterranean rainfall changes and their causes. In: Lozán J., Graßl H., Hupfer P., Menzel L. & Schönwiese C.-D. [Hrsg.]: *Global Change: Enough water for all?*, Hamburg, S. 195–199.
- Jin F.-F. (1997): An equatorial ocean Recharge Paradigm for ENSO. Part I: Conceptual Model. In: *Journal of Atmospheric Sciences*, 54, S. 811–829.
- Jin F.-F. (1997): An equatorial ocean Recharge Paradigm for ENSO. Part II: A stripped-down coupled model. In: *Journal of Atmospheric Sciences*, 54, S. 830–847.
- Jin F.-F., Il-Soon A., Timmermann A. & Zhao J. (2003): Strong El Niño events and nonlinear dynamical heating. In: *Geophysical Research Letters*, 30, S. 20–1 – 20–4.
- Jones P., Jonsson T. & Wheeler D. (1997): Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. In: *International Journal of Climatology*, 17, S. 1433–1450.
- Jung T., Ferranti L. & Tompkins A. (2006): Response to the summer of 2003 Mediterranean SST anomalies over Europe and Africa. In: *Journal of Climate*, 19, S. 5439–5454.
- Kahana R., Ziv B., Enzel Y. & Dayan U. (2002): Synoptic Climatology of major floods in the Negev Desert, Israel. In: *International Journal of Climatology*, 22, S. 867–882.
- Kaiser H. (1958): The Varimax criterion for analytic rotation in factor analysis. In: *Psychometrika*, 23, S. 187.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R. & Joseph D. (1996): The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. In: *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, S. 437–470.
- Kiladis G. & Diaz H. (1989): Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation. In: *Journal of Climate*, 28, S. 1069–1090.
- Kistler R., Kalnay E., Collins W., Saha S., White G., Woollen J., Chelliah M., Ebisuzaki W., Kanamitsu M., Kousky V., van den Dool H., Jenne R. & Fiorino M. (2001): The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation. In: *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82, S. 247–250.

- Knippertz P., Fink A. H., Reiner A. & Speth P. (2003): Three late/early autumn cases of tropical-extratropical interactions causing precipitation in North-West Africa. In: *Monthly Weather Review*, 131, S. 116–135.
- Koteswaram P. (1958): The easterly jet stream in the tropics. In: *Tellus*, 10, S. 45–57.
- Krichak S. O. & Alpert P. (2005): Decadal trends between East Atlantic-West Russian pattern and Mediterranean precipitation. In: *International Journal of Climatology*, 25, S. 183–192.
- Krichak S. O., Alpert P. & Krishnamurti T. N. (1997): Interaction of topography and tropospheric flow - a possible generator for the Red Sea Trough ? In: *Meteorology and Atmospheric Physics*, 63, S. 149–158.
- Krichak S. O., Alpert P. & Krishnamurti T. N. (1997): Red Sea Trough/cyclone development - numerical investigation. In: *Meteorology and Atmospheric Physics*, 63, S. 159–169.
- Kucharski F., Bracco A., Yoo J. H., Tompkins A. M., Feudale L., Ruti P. & Aquila A. D. (2009): A Gill-Matsuno-type mechanism explains the tropical Atlantic influence of African and Indian monsoon rainfall. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135, S. 569–579.
- Köppen W. P. [Hrsg.] (1936): *Das Geographische System der Klimate*, Berlin, 44 S.
- Lamb P. J. & Pepler R. (1987): The North Atlantic Oscillation: concept and an application. In: *Bulletin of the American Meteorological Society*, 68, S. 1218–1225.
- Lamb P. J. & Pepler R. (1992): Further case studies of tropical Atlantic surface atmospheric and oceanic patterns associated with sub-Saharan drought. In: *Journal of Climate*, 5, S. 476–488.
- Lavaysse C., Diedhiou A., Laurent H. & Lebel T. (2006): African Easterly Waves and convective activity in wet and dry sequences of the West African Monsoon. In: *Climate Dynamics*, 27, S. 319–332.
- Lionello P., Malanotte-Rizzoli P. & Boscolo R. [Hrsg.] (2006): *Mediterranean Climate Variability*, Amsterdam, 421 S.
- Lionello P., Malanotte-Rizzoli P., Boscolo R., Alpert P., Artale V., Li L., Luterbacher J., Trigo R., Tsimplis M., Zorita E., Ambar I., Auer I., Baldi M., Barriendos M., Böhm R., Brunet-India M., Brunetti M., Calmanti S., Crépon M., Dalu G., Felis T., Fischer E., Herrera R. G., Gimeno L., Gonzalez-Hidalgo J., González-Rouco F., Guiot J., Hagemann S., Ilani R., Jacob

- D., Jacobeit J., Jones R., Josey S., Jung T., Krichak S., Klein B., Mann M., Manca B., Mariotti A., Maugeri M., May W., Nanni T., Oguz T., Pauling A., Price C., Ribera P., Rimbu N., Rodó X., Rodrigo F., Rupolo V., Saaroni H., Saenz J., Shindell D., Somot S., Struglia M., Sutera A., Theocharis A., Touchan R., Trigo I., Türkes M., Ulbrich U., Wanner H., Xoplaki E., Zeng N., Zerefos C., Zervakis V. & Ziv B. (2005): *MedCLIVAR - Mediterranean Climate Variability and Predictability. Positioning MedCLIVAR as coordinated scientific activities under CLIVAR umbrella*. <http://www.medclivar.eu/>.
- Luksch U., Raible C. C., Blender R. & Fraedrich K. (2005): Decadal cyclone variability in the North Atlantic. In: *Climate Dynamics*, 14, S. 747–753.
- Maheras P., Tolika K., Anagnostopoulou C., Vafiadis M., Patrikas I. & Flocas H. (2004): On the relationships between circulation types and changes in rainfall variability in Greece. In: *International Journal of Climatology*, 24, S. 1695–1712.
- Mariotti A., Ballabrera-Poy J. & Zeng N. (2005): Tropical influence on Euro-Asian autumn rainfall variability. In: *Climate Dynamics*, 24, S. 511–521.
- Mariotti A., Zeng N. & Lau K.-M. (2002): Euro-Mediterranean rainfall and ENSO - a seasonally varying relationship. In: *Geophysical Research Letters*. DOI: 10.1029/2001GL014284.
- Martín M. L., Luna M. Y. & Valero A. M. (2004): North Atlantic teleconnection patterns of low-frequency variability and their links with springtime precipitation in the Western Mediterranean. In: *International Journal of Climatology*, 24, S. 213–230.
- Mathieu P.-P., Sutton R., Dong B. & Collins M. (2004): Predictability of winter climate over the North Atlantic European region during ENSO events. In: *Journal of Climate*, 17, S. 1953–1974.
- Mc Guirk J. P., Thompson A. H. & Schaefer J. R. (1988): An eastern Pacific tropical plume. In: *Monthly Weather Review*, 116, S. 2505–2512.
- Meinen C. S. & McPhaden M. J. (2000): Observations of warm water volume changes in the equatorial pacific and their relationship to El Niño and La Niña. In: *Journal of Climate*, 13, S. 3551–3559.
- Millaán M., Estrela M. & Miró J. (2005): Rainfall components: variability and spatial distribution in a Mediterranean area. In: *Journal of Climate*, 18, S. 2682 – 2705.

- Muñoz-Díaz D. & Rodríguez F. S. (2003): Effects of the North Atlantic Oscillation on the probability for climate categories of local monthly rainfall in southern Spain. In: *International Journal of Climatology*, 23, S. 381–397.
- Nicholson S. E. (2001): Climatic and environmental change in Africa during the last two centuries. In: *Climate Research*, 17, S. 123–144.
- Nicholson S. E. (2009): A revised picture of the structure of the monsoon and land ITCZ over West Africa. In: *Climate Dynamics*. DOI: 10.1007/s00382-008-0514-3.
- Nicholson S. E., Barcilon A., Challa M. & Baum J. (2007): Wave activity on the Tropical Easterly Jet. In: *Journal of Atmospheric Sciences*, 64, S. 2756–2763.
- Nicholson S. E. & Grist J. (2003): The seasonal evolution of the atmospheric circulation over West Africa and Equatorial Africa. In: *Journal of Climate*, 16, S. 1013–1030.
- Palutikof J. (2003): Analysis of Mediterranean climate data: measured and modelled. In: Bolle H. [Hrsg.]: *Mediterranean Climate*, Berlin, S. 126–132.
- Paredes D., Trigo R. M., García-Herrera R. & Trigo I. (2007): Understanding precipitation changes in Iberia in early spring: Weather typing and storm-tracking approaches. In: *Journal of Hydrometeorology*, 7, S. 101–113.
- Parthasarathy B., Munot A. A. & Kothawale D. (1995): All India monthly and seasonal rainfall series: 1871-1993. In: *Theoretical and Applied Climatology*, 49, S. 217–224.
- Parthasarathy B., Munot A. A. & Kothawale D. (1995): Monthly and seasonal rainfall series for all-India homogeneous regions and meteorological subdivisions: 1871-1994. Research Report No. RR-065, Indian Institute of Tropical Meteorology, 113 S.
- Philipp A. (2003): *Zirkulationsdynamische Telekonnektivität des Sommerniederschlags im südhemisphärischen Afrika*. Dissertation, Universität Würzburg, <http://www.opus-bayern.de/uni-wuerzburg/volltexte/2004/810>, 400 S.
- Philipp A., Della-Marta P., Jacobeit J., Fereday D., Jones P., Moberg A. & Wanner H. (2007): Long-term variability of daily North Atlantic-European pressure patterns since 1850 classified by Simulated Annealing Clustering. In: *Journal of Climate*, 20, S. 4065–4095.
- Picaut J., Ioualalen M., Menkes C., Delcroix T. & McPhaden M. (1996): Mechanism of the zonal displacements of the Pacific warm pool: implications for ENSO. In: *Science*, 274, S. 1486 – 1489.

- Picaut J., Masia F. & du Penhoat Y. (1997): An advective-reflective conceptual model for the oscillatory nature of the ENSO. In: *Science*, 227, S. 663–666.
- Pielke R. A. & Landsea C. N. (1999): La Niña, El Niño, and Atlantic hurricane damages in the United States. In: *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80, S. 2027–2033.
- Pozo-Vásquez D., Esteban-Parra M. J., Rodrigo F. S. & Castro-Díaz Y. (2001): The association between ENSO and winter atmospheric circulation and temperature in the North Atlantic region. In: *Journal of Climate*, 14, S. 3408–3420.
- Pozo-Vásquez D., Gámiz-Fortis S., Tovar-Pescador J., Esteban-Parra M. & Castro-Díaz Y. (2005): El Niño-Southern Oscillation events and associated European winter precipitation anomalies. In: *International Journal of Climatology*, 25, S. 17–31.
- Preisendorfer R. W. (1988): *Principle Component analysis in meteorology and oceanography*, Amsterdam, 426 S.
- Prezerakos N. & Flocas H. A. (1996): The formation of a dynamically unstable ridge at 500 hPa as a precursor of surface cyclogenesis in the central Mediterranean. In: *Meteorological Applications*, 3, S. 101–111.
- Price C. (1998): A possible link between El Niño and precipitation in Israel. In: *Geophysical Research Letters*, 25, S. 3963 – 3966.
- Quadrelli R., Pavan V. & Molteni F. (2001): Wintertime variability of Mediterranean precipitation and its links with large-scale circulation anomalies. In: *Climate Dynamics*, 17, S. 457–466.
- Raible C., Luksch U. & Fraedrich K. (2004): Precipitation and Northern hemisphere regimes. In: *Atmospheric Science Letters*, 5, S. 43–55.
- Raible C., Luksch U., Fraedrich K. & Voss R. (2001): North Atlantic decadal regimes in a coupled GCM simulation. In: *Climate Dynamics*, 18, S. 321–330.
- Raichich F., Pinardi N. & Navarra A. (2003): Teleconnections between Indian monsoon and Sahel rainfall and the Mediterranean. In: *International Journal of Climatology*, 23, S. 173–186.
- Ångström A. (1935): Teleconnections of climatic changes in present time. In: *Geografiska Annaler*, 17, S. 252–258.

- Reed R. J., Norquist D. C. & Recker E. (1977): The structure and properties of African wave disturbances as observed during phase III of GATE. In: *Monthly Weather Review*, 105, S. 317–333.
- Richman M. (1986): Rotation of principal components. In: *International Journal of Climatology*, 6, S. 293–335.
- Rocha A. (1999): Low-frequency variability of seasonal rainfall over the Iberian Peninsula and ENSO. In: *International Journal of Climatology*, 19, S. 889–901.
- Rodo X., Baert E. & Comin F. A. (1997): Variations in seasonal rainfall in Southern Europe during the present century: relationships with the North Atlantic Oscillation and the El Niño–Southern Oscillation. In: *Climate Dynamics*, 13, S. 275–284.
- Rodríguez-Fonseca B., Polo I., García-Serrano J., Losada T., Mohino E., Mechoso C. R. & Kucharski F. (2009): Are Atlantic Niños enhancing Pacific ENSO events in recent decades? In: *Geophysical Research Letters*. DOI: 10.1029/2009GL040048.
- Rodriguez-Puebla C., Encinas A., Nieto S. & Garmendia J. (1998): Spatial and temporal patterns of annual precipitation variability over the Iberian peninsula. In: *International Journal of Climatology*, 18, S. 299–316.
- Rodwell M. & Hoskins B. J. (1996): Monsoons and the dynamics of deserts. In: *Quarterly Journal of the the Royal Meteorological Society*, 122, S. 1385–1404.
- Rodwell M. & Hoskins B. J. (2001): Subtropical anticyclones and summer monsoons. In: *Journal of Climate*, 13, S. 3192–3211.
- Ropelewski C. & Halpert M. (1987): Global and regional patterns associated with the ENSO. In: *Monthly Weather Review*, 115, S. 1606–1626.
- Rowell D. P. (2001): Teleconnections between the tropical Pacific and the Sahel. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127, S. 1683–1706.
- Rowell D. P. (2003): The impact of Mediterranean SSTs on the Sahelian rainfall season. In: *Journal of Climate*, 16, S. 849–862.
- Rowell D. & Milford J. R. (1993): On the generation of African Squall lines. In: *Journal of Climate*, 6, S. 1181 – 1193.

- Saaroni H., Halfon N., Ziv B., Alpert P. & Kutiel H. (2009): Links between the rainfall regime in Israel and location and intensity of Cyprus lows. In: *International Journal of Climatology*, 117, S. 715–747.
- Saaroni H., Ziv B., Bitan A. & Alpert P. (1998): Easterly wind storms over Israel. In: *Theoretical and Applied Climatology*, 59, S. 61–77.
- Sachs L. (2002): *Angewandte Statistik. Anwendung statistischer Methoden*, 11. Aufl., Berlin, 889 S.
- Saji N. H., Goswami B. N., Vinayachandran P. & Yamagata T. (1999): A dipole mode in the tropical Indian Ocean. In: *Nature*, 401, S. 360–363.
- Salmon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K., Tignor M. & Miller H. [Hrsg.] (2007): *Climate change 2007 - the physical science basis: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 2007, Cambridge, 996 S.
- Santos J. A., Corte-Real J. & Leite S. M. (2005): Weather regimes and their connection to the winter rainfall in Portugal. In: *International Journal of Climatology*, 25, S. 33–50.
- Schönwiese C.-D. (2006): *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*, 3. Aufl., Berlin, 289 S.
- Serrano A., Mateos V. L. & García J. A. (1991): Trend analysis of monthly precipitation over the Iberian Peninsula for the period 1921-1995. In: *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 24, S. 85–90.
- Shay-El Y. & Alpert P. (1991): A diagnostic study of winter diabatic heating in the Mediterranean in relation to cyclones. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 117, S. 715–747.
- Smith T. & Reynolds R. W. (2003): Extended Reconstruction of global sea surface temperatures based on COADS Data (1854-1997). In: *Journal of Climate*, 16, S. 1495–1510.
- Smith T. & Reynolds R. W. (2004): Improved extended reconstructions of SST (1854-1997). In: *Journal of Climate*, 17, S. 2466–2477.
- Smith T., Reynolds R. W., Peterson T. C. & J. Lawrimore. (2008): Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880-2005). In: *Journal of Climate*, 21, S. 2283–2296.

- Stockdale T., Anderson D., Alves J. & Balmaseda M. (1998): Global seasonal rainfall forecasts using a coupled ocean-atmosphere model. In: *Nature*, 392, S. 370–373.
- Straus D. & Shukla J. (2002): Does ENSO force the PNA? In: *Journal of Climate*, 15, S. 2340–2358.
- Suarez P. & Schopf M. J. (1988a): Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model. In: *Journal of Atmospheric Sciences*, 45, S. 449–566.
- Suarez P. & Schopf M. J. (1988b): A delayed action oscillator for ENSO. In: *Journal of Atmospheric Sciences*, 45, S. 3283–3287.
- Sultan B. & Janicot S. (2003): The West African monsoon dynamics. Part II: The „preonset“ and „onset“ of the summer monsoon. In: *Journal of Climate*, 16, S. 3407–3427.
- Syed F. S., Giorgi F., Pal J. S. & Keay K. (2009): Regional climate model simulations of winter climate over Central-Southwest Asia with emphasis on NAO and ENSO effects. In: *International Journal of Climatology*, 30, S. 220–235.
- Thepenier R.-M. & Cruette D. (1981): Formation of cloud bands associated with the American subtropical jet stream and their interaction with midlatitude synoptic disturbances reaching Europe. In: *Monthly Weather Review*, 109, S. 2209–2220.
- Thompson D. W. J. & Wallace J. M. (1998): The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. In: *Geophysical Research Letters*, 25, S. 1297–1300.
- Thorncroft C. D. & Blackburn M. (1999): Maintenance of the African easterly jet. In: *Quarterly Journal of the Meteorological Society*, 125, S. 763–786.
- Toreti A., Fioravanti G., Perconti W. & Desiato F. (2009): Annual and seasonal precipitation over Italy from 1961 to 2006. In: *International Journal of Climatology*, 29, S. 1976–1978.
- Trenberth K. (1990): Recent observed interdecadal climate changes in the Northern hemisphere. In: *Bulletin of the American Meteorological Society*, 71, S. 988–993.
- Trenberth K. (1997): The definition of El Niño. In: *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, S. 2771–2777.
- Trenberth K. & Hoar T. J. (1997): El Niño and climate change. In: *Geophysical Research Letters*, 24, S. 3057–3060.

- Trigo I., Bigg G. & Davies T. (2002): Climatology of cyclogenesis mechanisms in the Mediterranean. In: *Monthly Weather Review*, 130, S. 549 – 569.
- Trigo I., Davies T. & Bigg G. (1999): Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region. In: *Journal of Climate*, 112, S. 1685 – 1696.
- Trigo R. M., Osborn T. J. & Corte-Real J. M. (2002): The North Atlantic ocean influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms. In: *Climate Research*, 20, S. 9–17.
- Trigo R. M., Pozo-Vásquez D., Osborn T. J., Castro-Díez Y., Gámiz-Fortis S. & Esteban-Parra M. J. (2004): North Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula. In: *International Journal of Climatology*, 24, S. 925–944.
- Trigo R. M., Trigo I. F., DaCamara C. C. & Osborn T. J. (2004): Climate impact of the European winter blocking episodes from the NCEP/NCAR reanalyses. In: *Climate Dynamics*, 23, S. 17–28.
- Tsvieli Y. & Zangvil A. (2007): Synoptic climatological analysis of Red Sea trough and non-Red Sea trough rain situations over Israel. In: *Advances in Geosciences*, 12, S. 137–143.
- Türkeş M. & Erlat E. (2003): Precipitation changes and variability in Turkey linked to the North Atlantic Oscillation during the period 1930-2000. In: *International Journal of Climatology*, 23, S. 1771–1796.
- Türkeş M. & Erlat E. (2005): Climatological responses of winter precipitation in Turkey to variability of the North Atlantic Oscillation during the period 1930-2001. In: *Theoretical and Applied Climatology*, 81, S. 45–69.
- Ulbrich U., Christoph M., Pinto J. G. & Corte-Real J. (1999): Dependence of winter precipitation over Portugal on NAO and baroclinic wave activity. In: *International Journal of Climatology*, 19, S. 1185–1194.
- van Loon H. & Rogers J. C. (1978): The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe, Part I: General description. In: *Monthly Weather Review*, 106, S. 296–310.
- Vecchi G. & Harrison D. E. (2000): Tropical Pacific sea surface temperature anomalies, El Niño and equatorial westerly wind events. In: *Journal of Climate*, 13, S. 1840–1830.
- Vicente-Serrano S. (2005): El Niño and La Niña influence on droughts at different timescales in the Iberian Peninsula. In: *Water Resources Research*. DOI: 10.1029/2004WR003908.

- von Storch H. & Zwiers F. W. (1999): *Statistical Analysis in Climate Research*, Cambridge. 484 S.
- Walker G. & Bliss E. W. (1932): World Weather V. In: *Memoirs of the Royal Meteorological Society*, IV, S. 53–84.
- Wallace J. (2000): *On the Arctic and Antarctic Oscillations*. http://jisao.washington.edu/wallace/ncar/_notes/.
- Wallace J. & Gutzler D. (1981): Teleconnections in the geopotential height field during the Northern hemisphere winter. In: *Monthly Weather Review*, 109, S. 784–812.
- Wang B. (2006): *The Asian Monsoon*, Berlin, 787 S.
- Wang C. (2001): On the ENSO mechanisms. In: *Advances in Atmospheric Sciences*, 18, S. 674–691.
- Wang C. (2001): A unified oscillator model for the El Niño-Southern Oscillation. In: *Journal of Climate*, 14, S. 98–115.
- Wang C. & Picaut J. (2004): Understanding ENSO physics - A review. In: *Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction*, 147, S. 21–48.
- Wang C., Weisberg R. H. & Virmani J. I. (1999): Western Pacific interannual variability associated with the El Niño-Southern Oscillation. In: *Journal of Geophysical Research*, 104, S. 5131–5149.
- Wang G. (2005): Agricultural drought in a future climate: results from 15 global climate models participating in the IPCC 4th assessment. In: *Climate Dynamics*, 25, S. 729–753.
- Wanner H., Brönnigmann S., Casty C., Gyalistras D., Lutherbacher J., Schmutz C., Stephenson D. B. & Xoplaki E. (2001): *North Atlantic Oscillation - concepts and studies*, 22, 321–381 S.
- Ward M. (1998): Diagnosis and short-lead time prediction of summer rainfall in tropical North Africa at interannual and multidecadal timescales. In: *Journal of Climate*, 11, S. 3167–3191.
- Webster P. J., Magaña V. O., Palmer T. N., Shukla J., Tomas R. A., Yanai M. & Yasunari T. (1998): Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. In: *Journal of Geophysical Research*, 103, S. 14,451–14,510.

- Webster P. & Yang S. (1992): Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 118, S. 887–926.
- Weisberg R. & Wang C. (1997): A western Pacific oscillator paradigm for the El Niño-Southern Oscillation. In: *Geophysical Research Letters*, 24, S. 779–782.
- Weischet W. & Endlicher W. (2000): *Regionale Klimatologie. Teil 2: Die alte Welt*, Stuttgart, 625 S.
- Wettstein J., Wallace J. & Hartmann D. (2008): Observed modes of storm track variability and their relationship to the background flow on daily and monthly time scales. In: *Conference-Abstract, Conference on Teleconnections in the Atmosphere and Oceans, 2008*. http://cdsagenda5.ictp.trieste.it/askArchive.php?base=agenda&categ=a0717id=a07177s2t10/WETTSTEIN_ab779-782.
- Wilks D. (2006): *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, 2. Aufl., 627 S.
- Xoplaki E. (2002): *Climate variability over the Mediterranean*. Dissertation, Universität Bern, http://sinus.unibe.ch/klimet/docs/phd_xoplaki.pdf, 193 S.
- Xoplaki E., González-Rouco J. & Luterbacher J. (2004): Wet season Mediterranean precipitation variability: influence of large-scale dynamics and trends. In: *Climate Dynamics*, 23, S. 63–78.
- Ziv B. (2001): A subtropical rainstorm associated with a tropical plume over Africa and the Middle-East. In: *Theoretical and Applied Climatology*, 69, S. 91–102.
- Ziv B., Dayan U., Kushnir Y., Roth C. & Enzel Y. (2006): Regional and global atmospheric patterns governing rainfall in the southern Levant. In: *International Journal of Climatology*, 26, S. 55–73.
- Ziv B., Dayan U. & Sharon D. (2005): A mid-winter, tropical extreme flood-producing storm in southern Israel: Synoptic scale analysis. In: *Meteorology and Atmospheric Physics*, 88, S. 53–63.
- Ziv B., Saaroni H. & Alpert P. (2004): The factors governing the summer regime of the Eastern Mediterranean. In: *International Journal of Climatology*, 24, S. 1849–1871.

A Anhang

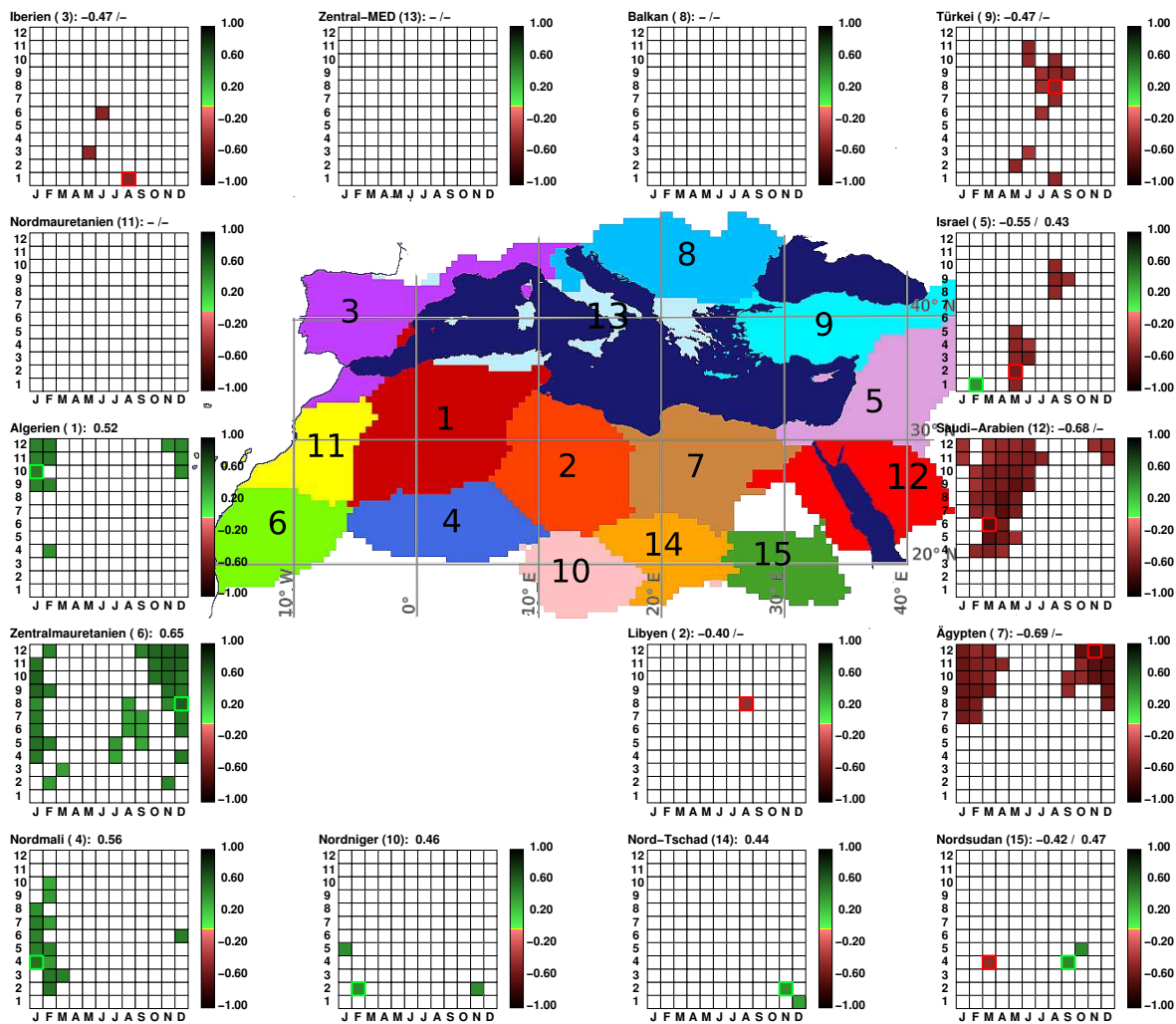


Abb. A1: Ladungen von TP-PC 8 auf die Saisonabschnitte der 15 mediterranen Niederschlagsregionen, dargestellt durch ein Saisonabschnittsdiagramm je Niederschlagsregion. Auf der y-Achse der Abschnittsdiagramme ist die Länge der Saisonabschnitte aufgetragen, die sich zwischen einem und zwölf Monaten bewegt. Auf der x-Achse befinden sich die Zentralmonate der insgesamt 144 Saisonabschnitte. Nur statistisch signifikante Ladungen ($\alpha = 0.001$) sind dargestellt. Die signifikanten Ladungen mehrmonatiger Saisonabschnitte sind zentriert eingetragen, z.B. für Februar-März auf der x-Achse an der Stelle des Februars (F) und z.B. für Februar-April auf der x-Achse an der Stelle von März (M). Die positiven Ladungen sind in Grüntönen, die negativen in Rottönen markiert. Die maximal positive Ladung ist durch ein grünes Quadrat, die maximal negative Ladung durch ein rotes Quadrat hervorgehoben. Gleichzeitig erscheinen die Zahlenwerte dieser beiden Ladungen in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme.

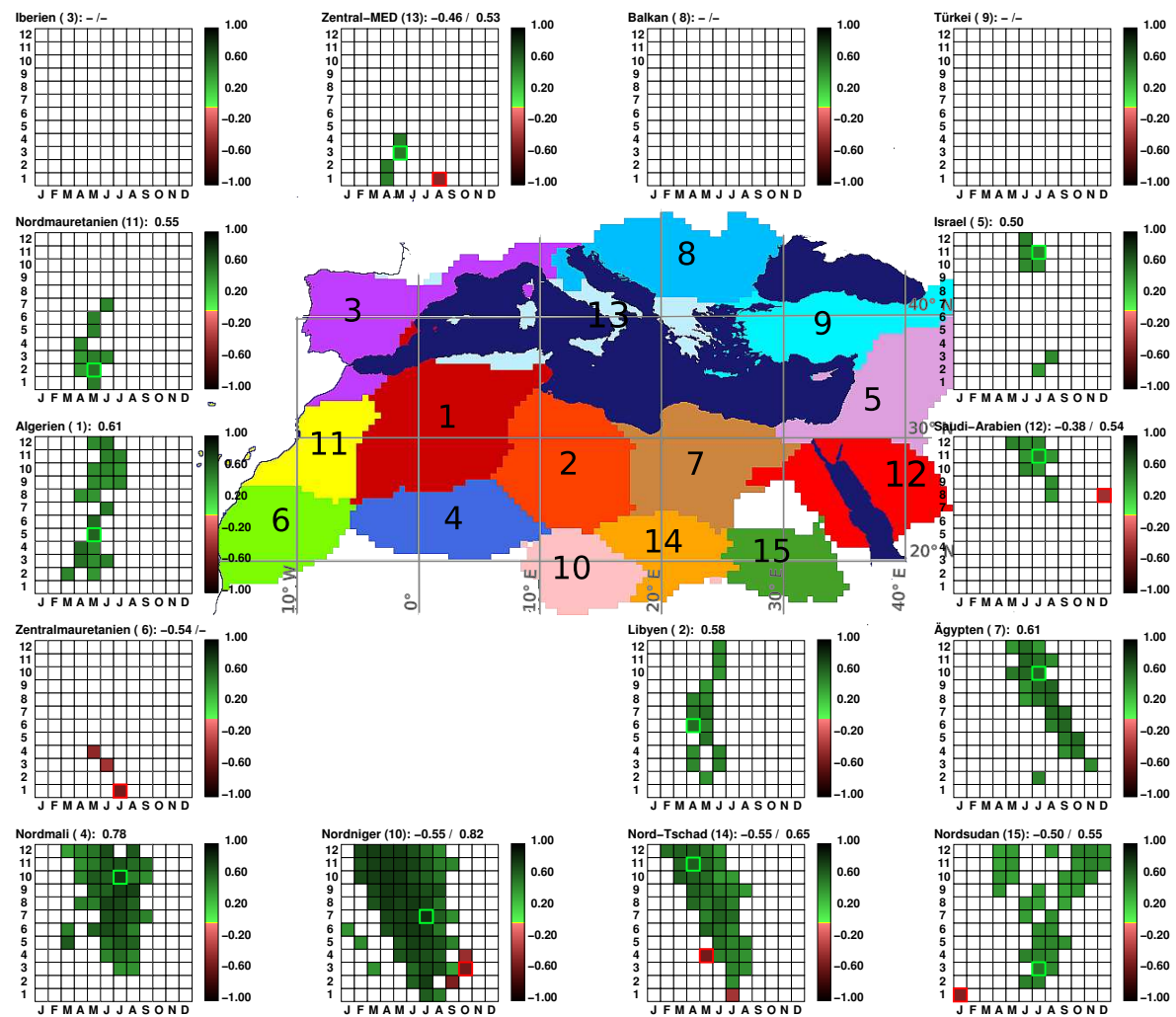


Abb. A2: Ladungsmuster der neunten Telekonnectionsmuster-Hauptkomponente auf die 15 mediterranen Niederschlagsregionen, dargestellt durch ein Saisonabschnittsdiagramm je Niederschlagsregion. Auf der y-Achse der Abschnittsdiagramme ist die Länge der Saisonabschnitte aufgetragen, die sich zwischen einem und zwölf Monaten bewegt. Auf der x-Achse befinden sich die Zentralmonate der insgesamt 144 Saisonabschnitte. Nur statistisch signifikante Ladungen ($\alpha = 0.001$) sind dargestellt. Die signifikanten Ladungen mehrmonatiger Saisonabschnitte sind zentriert eingetragen, z.B. für Februar-März auf der x-Achse an der Stelle des Februars (F) und z.B. für Februar-April auf der x-Achse an der Stelle von März (M). Die positiven Ladungen sind in Grüntönen, die negativen in Rottönen markiert. Die maximal positive Ladung ist durch ein grünes Quadrat, die maximal negative Ladung durch ein rotes Quadrat hervorgehoben. Gleichzeitig erscheinen die Zahlenwerte dieser beiden Ladungen in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme.

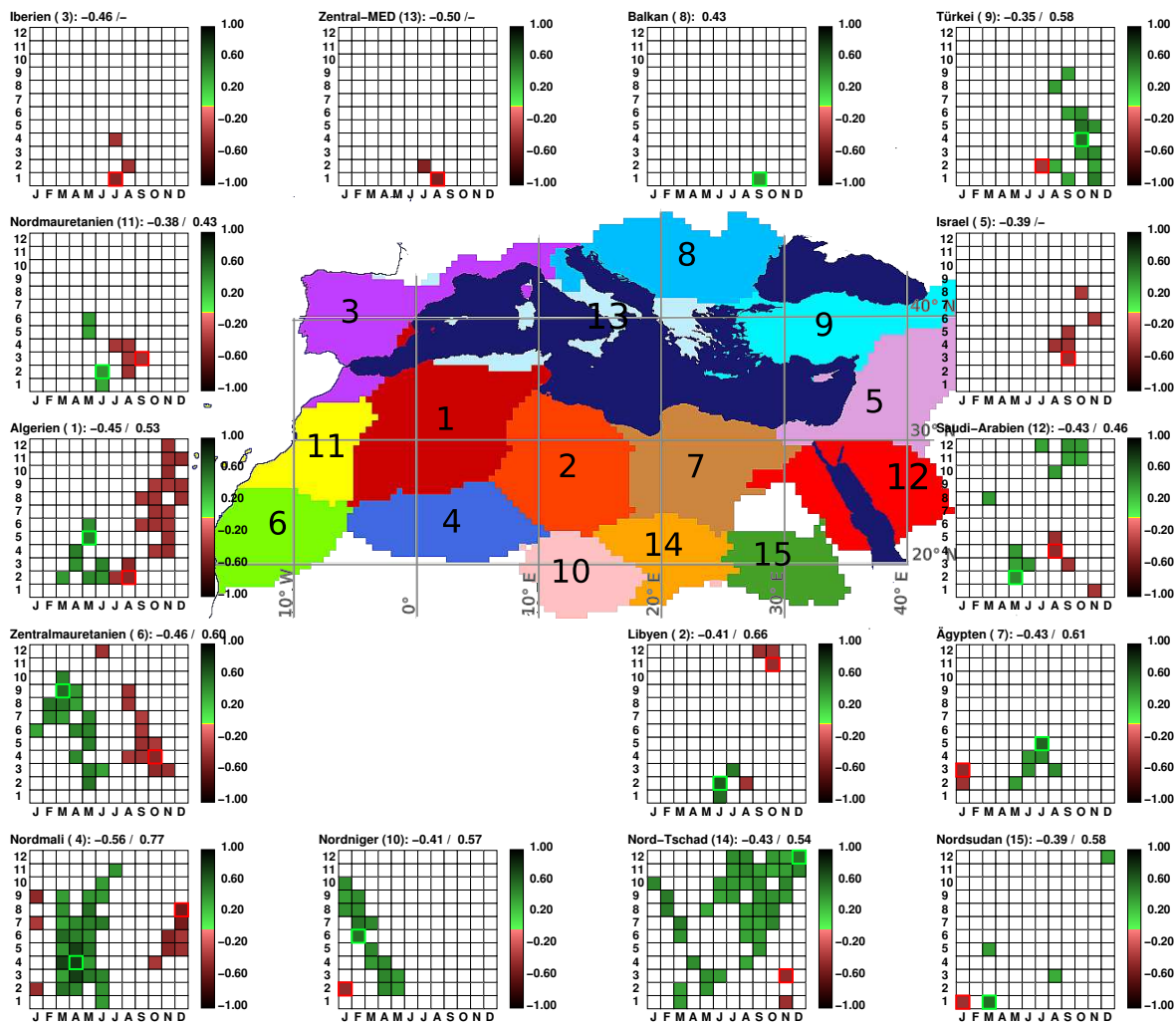


Abb. A3: Ladungsmuster der elften Telekonnectionsmuster-Hauptkomponente auf die 15 mediterranen Niederschlagsregionen, dargestellt durch ein Saisonabschnittsdiagramm je Niederschlagsregion. Auf der y-Achse der Abschnittsdiagramme ist die Länge der Saisonabschnitte aufgetragen, die sich zwischen einem und zwölf Monaten bewegt. Auf der x-Achse befindet sich der Zentralmonat der insgesamt 144 Saisonabschnitte. Nur statistisch signifikante Ladungen ($\alpha = 0.001$) sind dargestellt. Die signifikanten Ladungen mehrmonatiger Saisonabschnitte sind zentriert eingetragen, z.B. für Februar-März auf der x-Achse an der Stelle des Februars (F) und z.B. für Februar-April auf der x-Achse an der Stelle von März (M). Die positiven Ladungen sind in Grüntönen, die negativen in Rottönen markiert. Die maximal positive Ladung ist durch ein grünes Quadrat, die maximal negative Ladung durch ein rotes Quadrat hervorgehoben. Gleichzeitig erscheinen die Zahlenwerte dieser beiden Ladungen in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme.

B Anhang

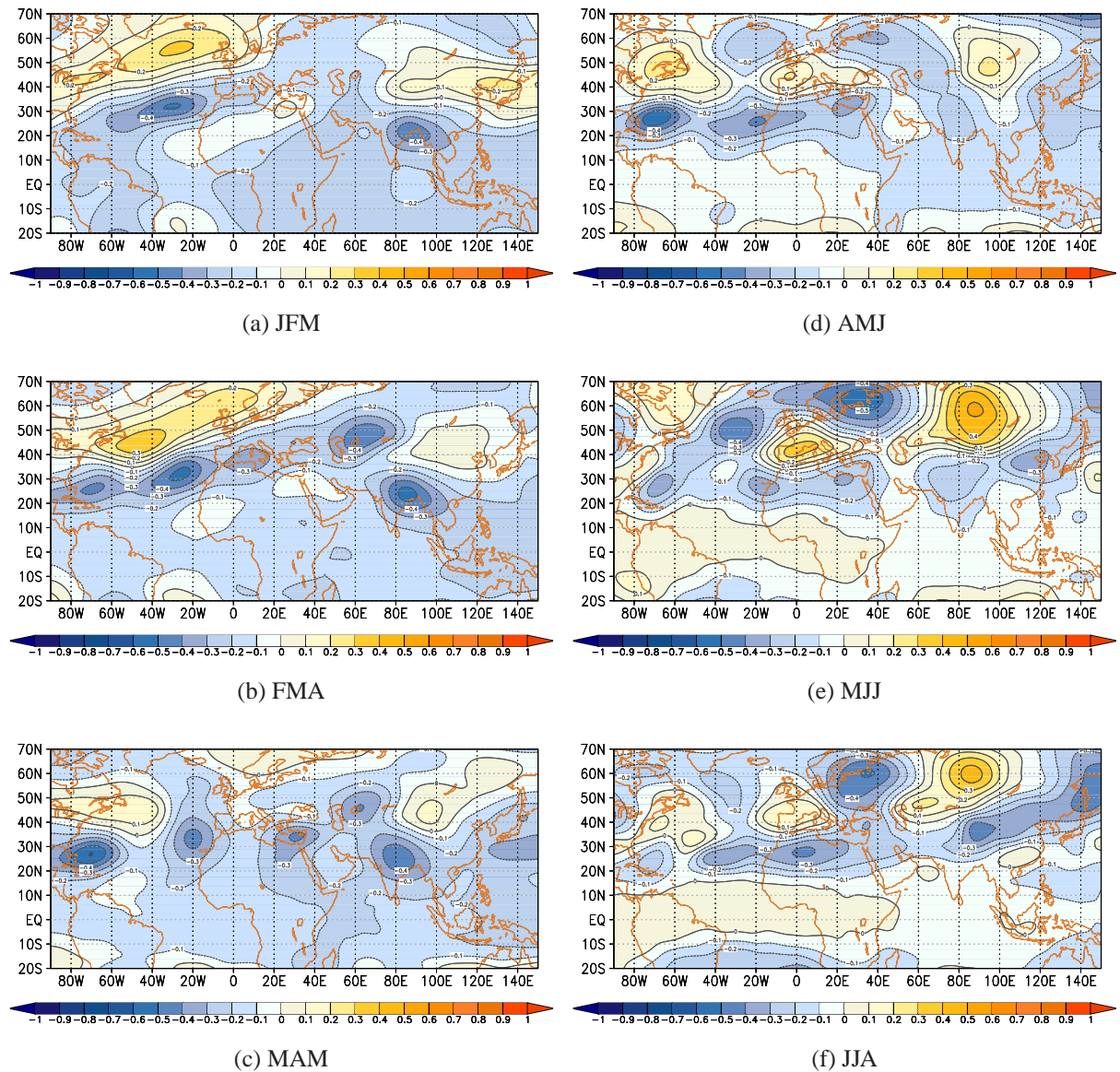
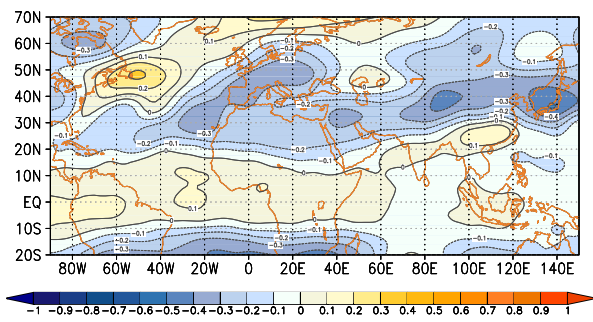
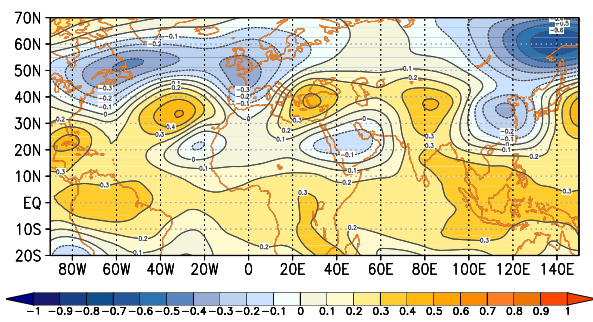


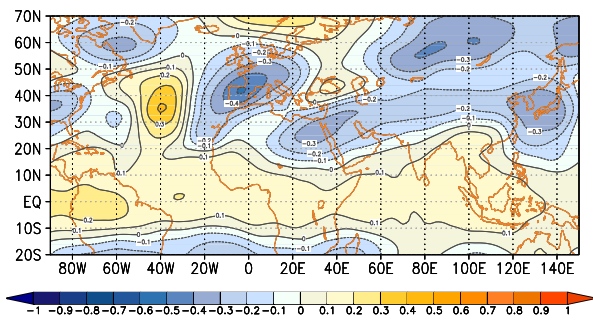
Abb. B4: Pseudo-Ladungsmuster der SUWA-NAPAK-Sequenz (\sim SE-PC 20) für die dreimonatigen, überlappenden Saisonabschnitte zwischen JFM (oben) und DJF (unten) des 250 hPa-Luftdruckniveaus. Gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Pseudo-Ladungsbeträge; Zusätzlich zeigen die Isolinien die räumliche Ausdehnung gleicher Pseudo-Ladungsbeträge mit Linien im Abstand von 0.1 an.



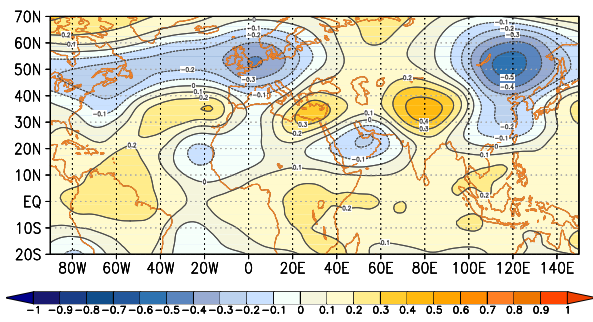
(g) JAS



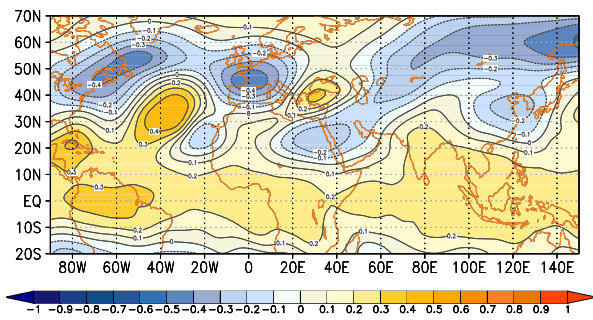
(j) OND



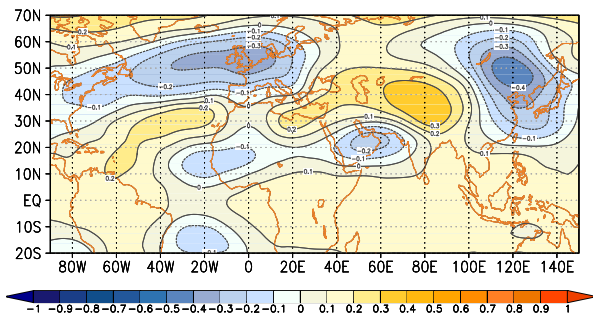
(h) ASO



(k) NDJ



(i) SON



(l) DJF

Abb. B4

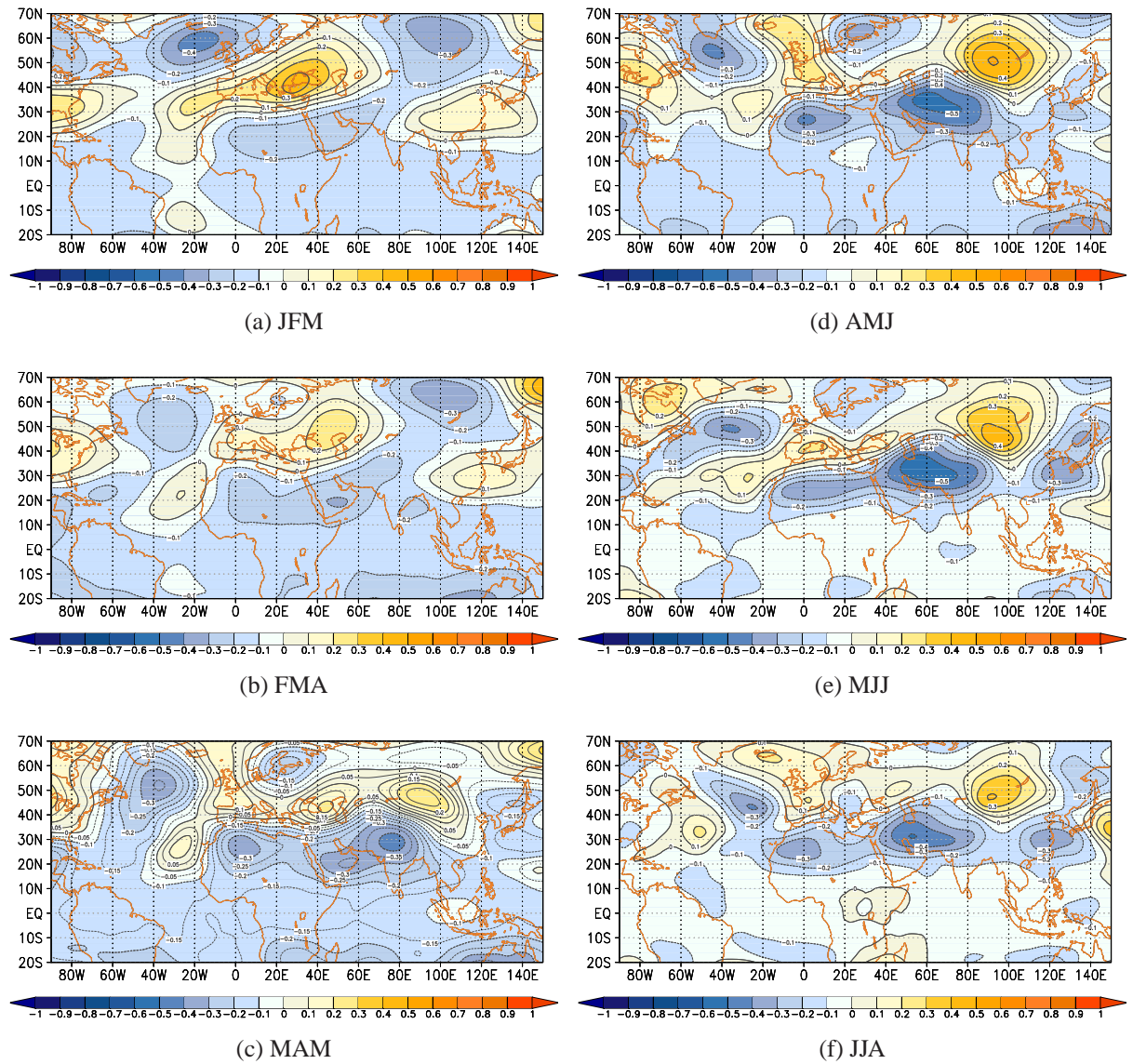


Abb. B5: Pseudo-Ladungsmuster der LABAJCA-Sequenz (\sim SE-PC 17) für die dreimonatigen, überlappenden Saisonabschnitte zwischen JFM (oben) und DJF (unten) des 250 hPa-Luftdruckniveaus. Gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Pseudo-Ladungsbeträge; Zusätzlich zeigen die Isolinien die räumliche Ausdehnung gleicher Pseudo-Ladungsbeträge mit Linien im Abstand von 0.1 an.

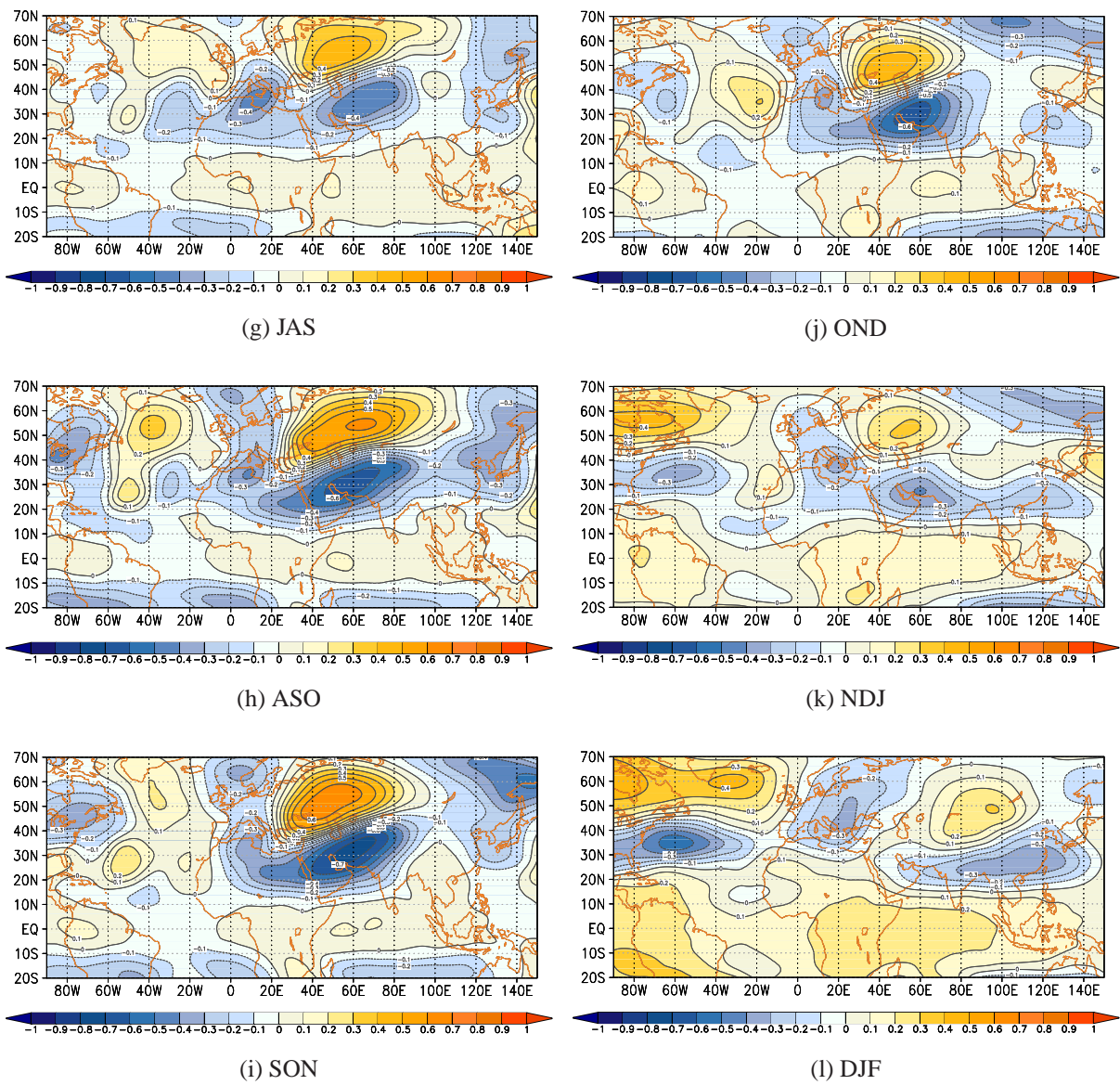
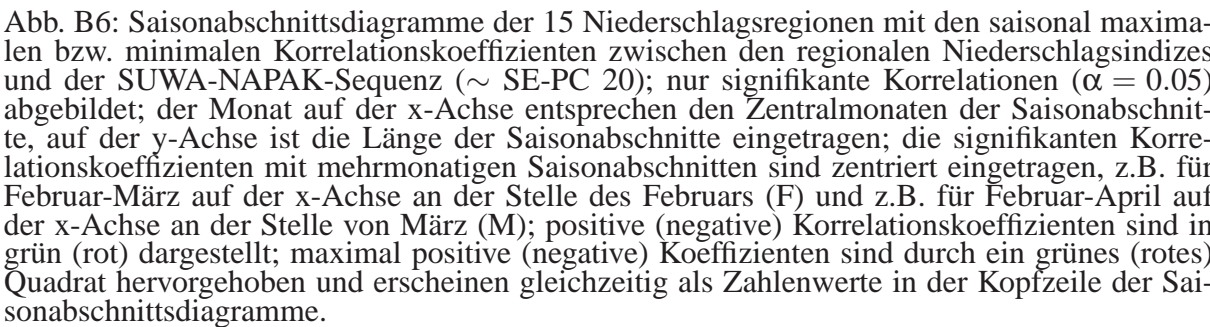


Abb. B5



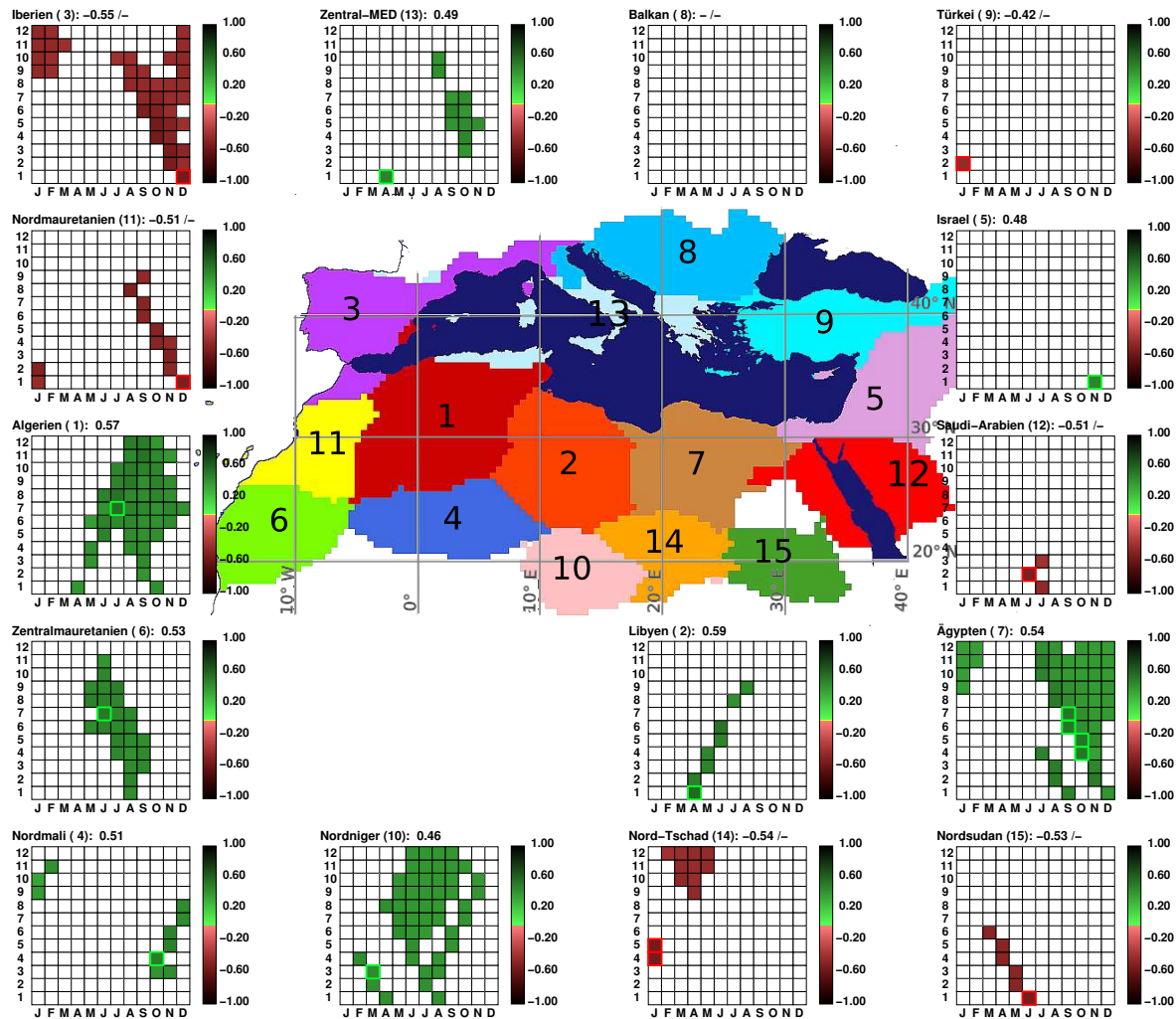


Abb. B7: Saisonabschnittsdiagramme der 15 Niederschlagsregionen mit den saisonal maximalen bzw. minimalen Korrelationskoeffizienten zwischen den regionalen Niederschlagsindizes und der LABAJCA-Sequenz (\sim SE-PC 17); nur signifikante Korrelationen ($\alpha = 0.05$) abgebildet; die Monate auf der x-Achse entsprechen den Zentralmonaten der Saisonabschnitte, auf der y-Achse ist die Länge der Saisonabschnitte eingetragen; die signifikanten Korrelationskoeffizienten mit mehrmonatigen Saisonabschnitten sind zentriert eingetragen, z.B. für Februar-März auf der x-Achse an der Stelle des Februars (F) und z.B. für Februar-April auf der x-Achse an der Stelle von März (M); positive (negative) Korrelationskoeffizienten sind in grün (rot) dargestellt; maximal positive (negative) Koeffizienten sind durch ein grünes (rotes) Quadrat hervorgehoben und erscheinen gleichzeitig als Zahlenwerte in der Kopfzeile der Saisonabschnittsdiagramme.

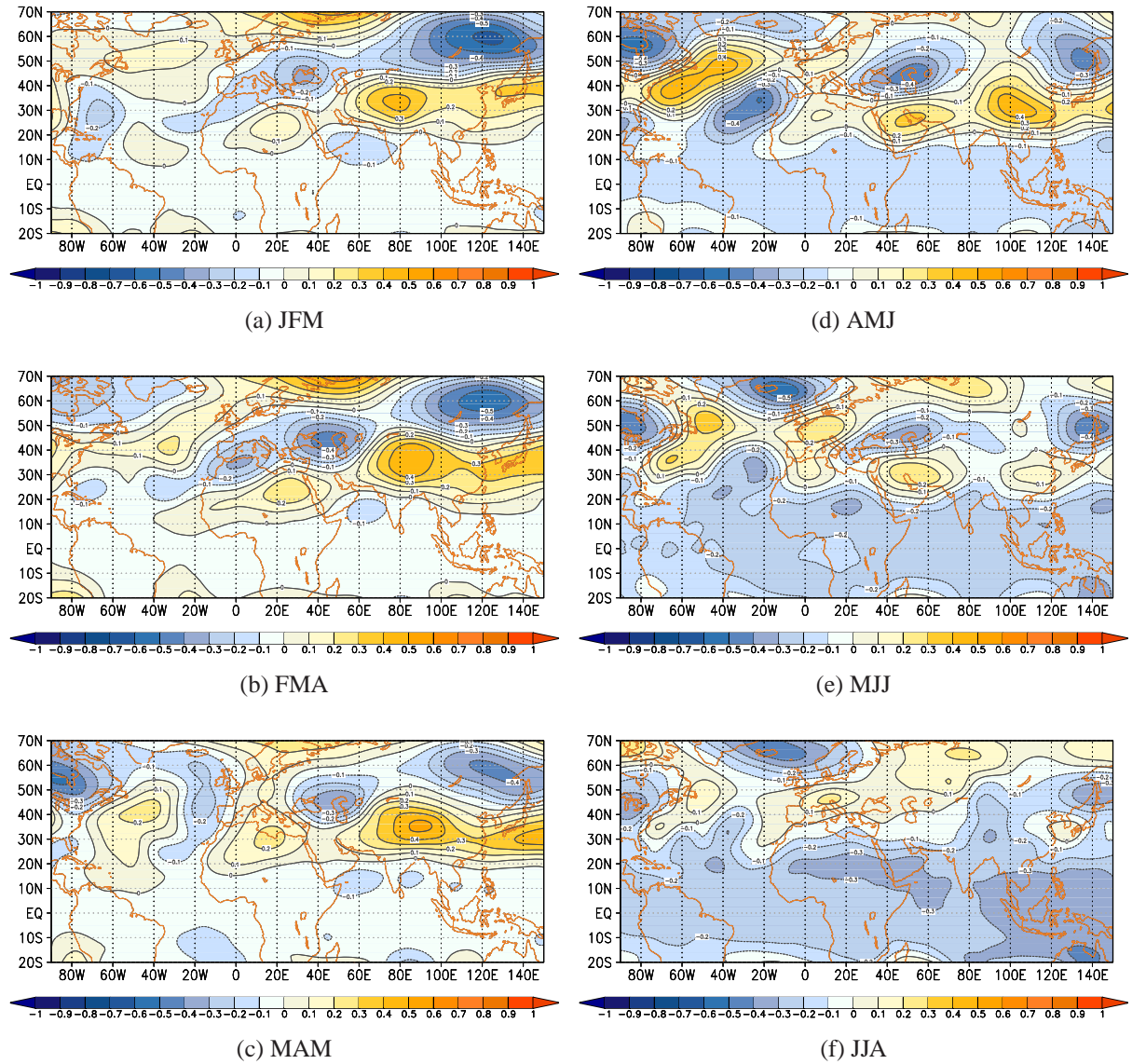


Abb. B8: Pseudoloadmuster von SE-PC 8 im 250 hPa-Niveau für die dreimonatigen, überlappenden Saisonabschnitte zwischen Januar-März (JFM) und Dezember-Februar (DJF). Der Abstand der Linien gleicher Pseudoloadsbeträge (Korrelationskoeffizienten) beträgt 0.1. Gelbe und rote Farben kennzeichnen positive, blaue Farben negative Korrelationskoeffizienten; die violette Umrahmung hebt den Sequenzausschnitt hervor, der einer der Niederschlagstelektionsmuster-Hauptkomponenten (violette Ziffer) für ähnlich befunden wird.

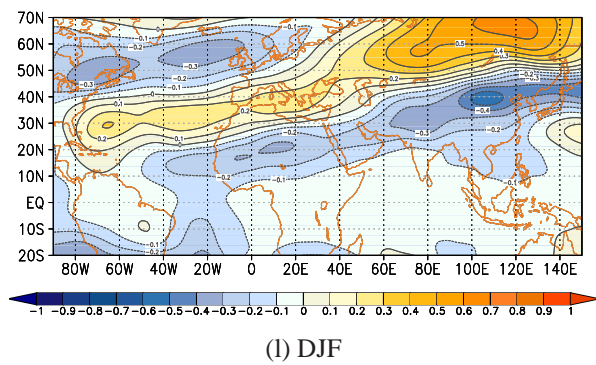
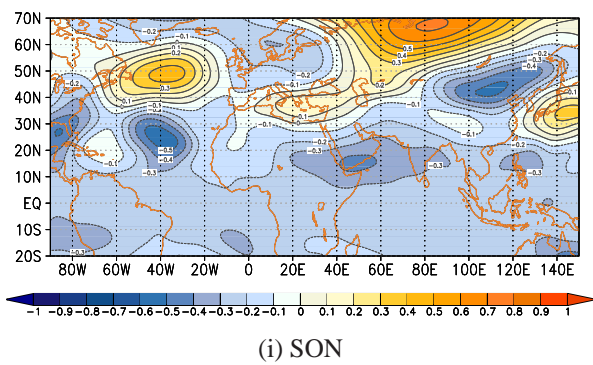
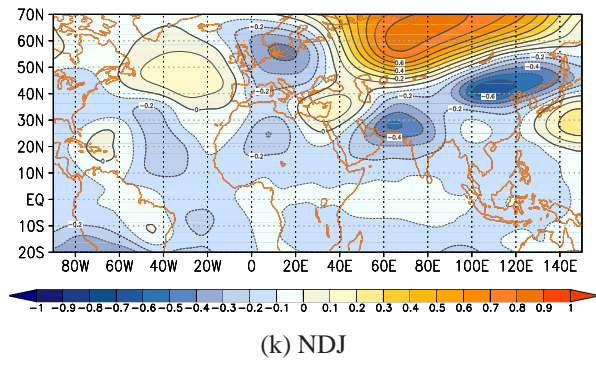
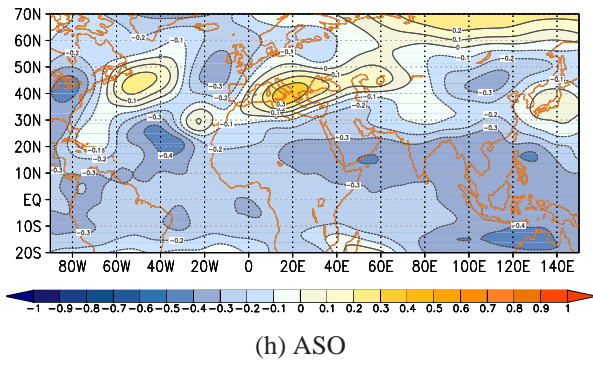
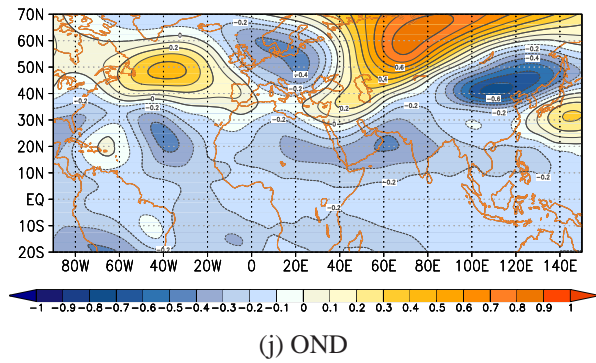
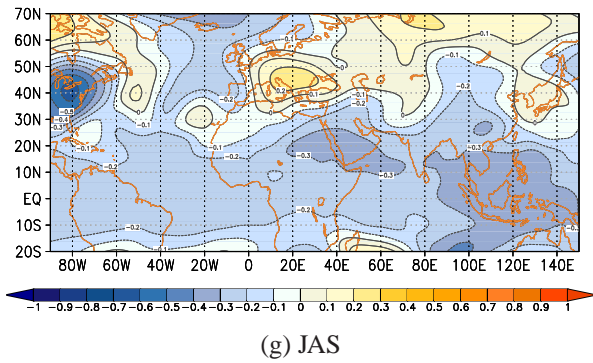


Abb. B8